

# 137 岩石鋳物鋳床学会誌

第45巻 第1号

昭和36年(1961)1月

## 研究報文

- 西山陰地域の新生代玄武岩類の岩石学的研究(その3) ..... 広地善雄  
福島県飯野町千貫森産のビジオン輝石 ..... 八島隆一  
愛知県知多半島産凝灰岩中のクリノプチロルフツ石 ..... 鈴木重人  
鳥海山東麓の石油母岩  
一石油母層の研究 第7報一 ..... 阿部正宏  
桂岡附近の鋳化帯にみられる磁鉄鋳とその他の鉄鋳物について ..... {成田英吉  
{平間正男  
Intake of phosphate by Indian and Georgia kaolinites ..... S. K. De

## 会報

会員動静, 会費納入の件, 投稿規定

## 新刊紹介

シベリヤ台地の南部並に西部に於ける下部カンブリアン系の岩相  
By N. A. Arkhangelskaya, et al.

## 抄録

- 鋳物学及び結晶学 異常原子価状態の含クロム合成ペロブス石, 燐灰石他3件  
岩石学及び火山学 不連続面の地球化学的展望 他4件  
金属鋳床学 海成堆積の鉄鋳の起源 他4件  
石油鋳床学 石油探査のための粘土鋳物の応用 他5件  
窯業鋳物学 ムライト- $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  固溶体のX線的研究

東北大学理学部岩石鋳物鋳床学教室内

日本岩石鋳物鋳床学会

会員動静〔特別会員〕 石原産業株式会社 東京支店（東京都千代田区大手町 2 の 2），小野田セメント株式会社（東京都千代田区丸の内 1 の 1 鉄鋼ビル），黒崎窯業株式会社（八幡市大字藤田 535），原子燃料公社（東京都千代田区平河町 2 の 7），鋼管鋁業株式会社（東京都千代田区丸の内 2 の 20，郵船ビル内）新鋁業開発株式会社（東京都中央区銀座東八丁丁目 19 の 10）住友金属鋁山株式会社鋁山部探査課（東京都港区芝新橋 5 の 12），石油資源開発株式会社総務部庶務課（東京都千代田区大手町 1 の 4，大手ビル）帝国石油株式会社（東京都千代田区平河町 2 の 6），同和鋁業株式会社（東京都千代田区丸の内 1 の 1），日本鋁業株式会社探査部（東京都港区赤坂葵町 3），日鉄鋁業株式会社（東京都千代田区丸の内 2 の 20 の 1），日窒鋁業株式会社（東京都中央区銀座西 6 丁目 4 の 1），松尾鋁業株式会社（東京都千代田区丸の内 1 の 4，新丸ビル），三井金属鋁業株式会社（東京都中央区日本橋室町 2 丁目 1 の 1），三菱金属鋁業株式会社（東京都千代田区大手町 1 の 6）（以上 50 音順）

〔新入会〕 江原真伍（京都市上京区寺町通鞍馬口下ル東入高德寺町 354），伊藤正裕（名古屋市中区東郊通 3 の 27），都築芳郎（名古屋市中千種区不老町名古屋大学理学部地球科学教室）

〔転勤及び転居〕 武井徹（東京都千代田区幸町 2 の 1 高千穂ビル内東京鉄鋼株式会社），塩原幹治（東京都中央区日本橋室町 2 の 1 三井金属鋁業株式会社），高沢松逸（山形県東置賜郡宮内町南沢鋁山），宇野一治（仙台市旭町 2 の 96 の 2），鈴木醇（東京都杉並区柿木町 105）竹内順治（長野市裾花小学校），林宗一（秋田県鹿角郡小坂町小坂鋁業所探査係）

〔死 亡〕 高良義郎

〔退 会〕 荒木孝治，小坂利幸，浅野五郎，小野寺清兵衛，浅田寛二，熊谷善夫

## 新 刊 紹 介

**Fatsii nijnekembriiskikh otlojenii yujnoi i zapadnoi okrain Sibirskoi platformi.** By Arkhangelskaya, N. A. Grigorief, W. N. and Zelenof. K. K.

（シベリヤ台地の南部並に西部に於る下部カンブリアン系の岩相）。本書は東はヤクーツクより西はクラスノヤルスクに至る東西 2500 km. 南北 500~1,000km に及ぶシベリヤ台地の西部並に南部一帯に発達する下部カンブリア系の岩相を時代別，地域別に説明した後，各岩相に就て化学分析，粒度分析，X線分析を施した結果から堆積環境を各時代毎に推論した。即ち岩石中の苦灰石の含量から堆積環境を高塩性，準高塩性，近常塩性，常塩性の 4 帯に分つた。地域は広大であるがカンブリア系堆積後地殻変動を受けずに殆ど水平に近い状態に保存されて来た岩相の如何なるものであるかを知るには好個の資料であり，又ソビエトに於る組織的な岩相研究の様子がよくうかがわれる。第 1 章 下部カンブリア系の代表的地質断面と地層の対比。第 2 章 地層の基本型式とその露出。(1) 炭酸塩岩石類 (2) 炭塩類 (3) (頁岩類) (4) 陸成碎屑岩類 (5) 有機物及溼青質物 第 3 章 下部カンブリア系の岩相並にその発達史 (1) 岩相区分上の原理 (2) 地層の発達史と堆積物の特殊性。(本文 190 頁，図版 30 頁。Akademia Nauk, Moskwa, 1960 年発行，1.55 留)

〔牛島〕

研 究 報 文

西山陰地域の新生代玄武岩類の岩石学的研究 (その 3)

——大津地区の玄武岩類——

Petrological studies of the Cenozoic basaltic rocks from  
the western San-in district (III)

— Basaltic rocks from the Ōtsu district, Yamaguchi Pref. —

応 地 善 雄 (Yoshio Ōji)\*

**Abstract:** From geological relation and petrographic characters the Cenozoic basaltic rocks of the Ōtsu district are classified into the following three rock series; (1) andesites of the tholeiitic rock series, (2) basalts, quartz dolerites and rhyolites of the calc-alkali rock series, both in Neogene, and (3) trachybasalts of the alkali rock series in Pleistocene. Six samples of the former two series and two of the later are chemically analysed. Petrographic characters of the tholeiitic rock series and trachybasalts in this district closely resemble to that of the Kō-yama andesite and the basal lavas of alkali rocks in the Abu district. Existence of phenocrystic pigeonite in Tsuo andesites is also very noticeable fact.

1. 緒 言

大津地区とは山口県北西部、青海島より角島に至る新生代玄武岩類の分布地域をいう。この地区に関する地質図として、1/20万 角島図幅<sup>1)</sup>、山口図幅<sup>2)</sup>及び山口県地質図<sup>3)</sup>がある。又、この地区の第三紀層に関する研究<sup>4)</sup>はかなりあるが、玄武岩類については、大津郡の玄武岩に関する小倉<sup>5)</sup>の記載があるのみである。

2. 地 質 概 説

この地区の新生代火山岩類の基盤は 中生層及びこれに伴う火成岩類と 第三紀層とである。中生層は下関亜層群及び八幡層で、青海島の大部分、古市北方から津黄海岸に及ぶ地域、栗野、島戸浦附近、角島などに露出する。これに伴つて、石英斑岩、石英玢岩、角

\* 福岡学芸大学福岡分校

1) 巨智部忠承, 20 万分之 1 地質図角島並同説明書, 地調, 1903.

2) 鈴木 敏, 20 万分之 1 地質図山口並同説明書, 地調, 1906.

3) 山口 県, 20 万分之 1 山口県地質図並同説明書, 1954.

4) 和田 健, 今村外治, 長谷 晃, 地質 (演) 57, 306, 1951; 岡本和夫, 西日本支部会報, 23, 1959.

5) 小倉 勉, 地学雑, 31, 238~245, 1919.



閃珣岩があるが、花崗岩類は直接この地区の基盤を形成していない。これらを覆つて、第三紀層が黄波戸より油谷湾周縁の低地、島戸浦及角島にかなり広く発達し、古市北方では標高 260m 迄第三紀層の露出がある。この第三紀層は芦屋層群（上部漸新世）と油谷湾層群（中部中新世）とに分けられる<sup>1)</sup>

新生代火山岩類は第三紀に属する玄武岩及び安山岩類と、第四紀のアルカリ玄武岩類との二つに分けられる。前者は今岬、津黄、角島尾山に主として分布する。今岬のものは石英斑岩を不整合におおい、且つ芦屋層群に不整合に被覆される層厚約 50m の熔岩流である。津黄附近のものは、その東方海岸で八幡層を不整合におおい拳大以下の古期岩類を含む円礫を混うる火山礫岩層（厚さ約 20m）を伴つた熔岩流で、少くとも 2 流が認められる。その間に礫岩、砂岩、頁岩の薄層が介在し、全層厚は 10m に及ぶと推定される。これは津黄西方猫岩東で、第三紀層と断層（N 30 W）で接し、且つその南縁でもこれと断層で接するものと推定されるので、第三紀層との前後関係はこゝでは現在不明である。この熔岩流は畑島対岸で約 10m 巾の略海岸線に沿う酸性岩脈にきられる。これらをおおつて、更に暗緑色緻密岩があるが、これは東方に伸びて黄波戸口に達し、こゝでは中生層及び芦屋層群を被覆する。角島尾山のものは中生層をおおつて、厚さ約 5m の集塊岩を伴う熔岩流で、厚さ約 20m。下部は粗粒であるが、上部では細粒、流理の縞をしめす熔岩流がある。通瀬北方などで巾 1m の岩脈に進入されている。こゝでも又島の中央部で油谷湾層群とは断層で接している。これらの外に、第三紀安山岩類は川尻南海岸、小田及びその南海岸の岩脈（巾 10m）、綾湖海岸に巾 6~10m、N30~5°W に断続して露出する小岩脈がある。これらの第三紀玄武岩及び安山岩類の活動の時期は尚検討を要するが、今岬玄武岩は明らかにこの地域の第三系堆積以前のものであり、阿武地区の旧期火山岩類<sup>1)</sup>と略同時期と考えられる。津黄及び尾山の安山岩は前期の如く野外観察で現在確な活動時期を決めかねている。岩石学的性質から一応島根県西部の波多火山岩類<sup>2)</sup>（F<sub>2</sub>）に対比され、阿武地区の高山岬及び萩キツネ島東の玄武岩類<sup>3)</sup>よりは古いものであらうと考えている。又、川尻及び綾湖海岸の岩脈は第三紀堆積後のものである。アルカリ玄武岩類は主として第三紀層をおおつて広く分布する。古市北方千疊敷、雨乞岳では標高略 260m 以上の山頂部に約 50m の厚さに流出分布し、その一部は南方にうすく流下して、北山、仏崎などでは残丘としてのこる。又、無数の転石が落下して、一部では第三紀層が見掛上フェンスター状を呈するところもある。これより西方に向つては傾斜し、向津具油谷島、島戸浦及び、角島では汀線に於て、第三紀層を不整合におおつて露出し、全層厚は 30~100m に及ぶと推定される。青海島及び大浦嶽では中生層の上に小規模に分布する。これらの玄武岩類は少くとも二枚の堆積層（凝灰岩、砂岩及び礫岩（3~10m）を介在し、岩相も又異なるから二種に分けることができる。即ち、最下のものは黒色緻密、それより上部のものはいづれも暗緑色~暗灰色、細~粗粒を呈する。前者は角島、島戸浦、油谷島及び向津具下部のもので、後者は油谷島及び向津具上部とそれ以外の部分に分布するものである。これらのアルカリ玄武岩は洪積世に流出したもので、向津具迫田、油谷島鷺石鼻など本地区各所で第三紀層を不整合に覆つて、数m

1) 岡本和夫, 前出, 1959.

2) Mukae, M., Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C, 2, No. 2, 129~172, 1958.

3) 野島 稔, 九大研報, 1, 14~38, 1941.

の礫層及び角礫凝灰岩層がみられ、これらの上にアルカリ玄武岩が不整合にのっている。この様な洪積層は前述の如く、更に上部のアルカリ玄武岩熔岩流中にも介在しており、阿武地区及び福岡地区と<sup>1)</sup>異つた活動様式を示している。

角島尾山丘陵部にアルカリ玄武岩をおおつて、厚さ約 3m の礫層がある。含有される礫は径 80cm 以下の楕円状アルカリ玄武岩の外に拳大以下の花崗岩類、玢岩及び中生層の岩石及び石英を多量に含み、膠結材料は砂質、ときに砂層を介在する。この礫層は本地区の外の部分では見出されず、角島の地殻運動の解釈上注目すべき事実である。

この地区には、NW-SE 及び E-W 方向の断層の発達が著しいが、その大部分はアルカリ玄武岩類進出以前のものである。第 1 図に大津地区新生代火山岩類の分布を示した。

第 1 図 大津地区新生代火山岩類の分布図



1. 礫層 2. 粗粒橄欖石粗面玄武岩 3. 細粒橄欖石粗面玄武岩 4. 流紋岩
5. 石英粗粒玄武岩 6. 古銅輝石普通輝石安山岩 7. 普通輝石安山岩
8. 橄欖石安山岩 9. 含紫蘇輝石ビジオン輝石普通輝石橄欖石安山岩 10. 古銅輝石普通輝石橄欖石玄武岩

### 3. 火山岩類の岩石学的記載

大津地区新生代火山岩類は産状と構成鉱物の組合せから次の如く分類される。

#### (1) ソレライト質岩系

- i) 橄欖石安山岩
- ii) 含紫蘇輝石ビジオン輝石普通輝石橄欖石安山岩
- iii) 古銅輝石—紫蘇輝石安山岩
- iv) 普通輝石安山岩

#### (2) カルク・アルカリ岩系

- i) 古銅輝石普通輝石橄欖石玄武岩
- ii) 石英粗粒玄武岩
- iii) 流紋岩

1) 応地善雄, 岩鉱, 44, 129~141, 1960; 村上允英, 岩鉱, 43, 167~171, 1959.

第 1 表 大津地区火山岩類の鉱物組成

Nos.	斑 晶				石
	斜 長 石	橄 欖 石	輝 石	そ の 他	長 石
1	$\gamma=1.576$ $\alpha=1.565$ An 74~72	変質	—	—	斜長石 $\gamma=1.567$ $\alpha=1.551$ An 59~44 アノーソクレー ス
2	—	変質	普通輝石 n. d. ビジオン輝石 $2V\gamma=0\sim10^\circ$ 紫蘇輝石	—	斜長石 $\gamma=1.569$ $\alpha=1.554$ An 62~50 アノーソクレー ス
3	$\gamma=1.567$ $\alpha=1.550$ An 58~42	—	普通輝石 $2V\gamma=52^\circ\sim46^\circ$	—	斜長石 $\gamma=1.562$ $\alpha=1.546$ An 50~36
4	$\gamma=1.557$ $\alpha=1.564$ An 77~71	$2V\alpha=89^\circ\sim84^\circ$ Fa 14~25	普通輝石 $2V\gamma=56^\circ\sim52^\circ$ 古銅輝石 $2V\alpha=74^\circ\sim70^\circ$ Fs 23~27	—	斜長石 $\gamma=1.557$ $\alpha=1.562$ An 73~65 アノーソクレー ス
5	$\gamma=1.585$ $\alpha=1.564$ An 91~72	—	普通輝石 $\beta=1.685\sim1.690$ $2V\gamma=51^\circ\sim46^\circ$ 古銅輝石 $2V\alpha=73^\circ\sim66^\circ$ $r>v$ Fs 24~30	—	斜長石 $\gamma=1.577$ $\alpha=1.546$ An 76~36 アルカリ長石
6	$\gamma=1.557$ $\alpha=1.544$ An 41~32	—	—	磁鉄鉱	斜長石 $\gamma=1.554$ $\alpha=1.538$ An 36~20 アルカリ長石
7	—	$2V\alpha=89^\circ\sim86^\circ$ Fa 14~21	—	磁鉄鉱	斜長石 $\gamma=1.567$ $\alpha=1.557$ An 67~56 アノーソクレー ス カリ斜長石
8	n. d.	$2V\alpha=87^\circ\sim85^\circ$ Fa 20~23	—	—	斜長石 $\gamma=1.569$ $\alpha=1.550$ An 62~45 アノーソクレー ス カリ斜長石

ソレアイト質岩系

- 橄欖石安山岩, 津黄東
- 含紫蘇輝石ビジオン輝石  
普通輝石橄欖石安山岩, 津黄海岸

- 普通輝石安山岩, 尾山
- カルク・アルカリ岩系

- 古銅輝石普通輝石橄欖石玄武岩, 今岬
- 石英粗粒玄武岩, 綾瀨



基			
橄 欖 石	輝 石	そ の 他	副成分鉱物・捕獲物
—	普通輝石 ビジオン輝石	角閃石 $\alpha=1.641$ $\beta=1.655\sim1.653$ $\gamma=1.669$ X=淡黄褐色 Y=淡褐色 Z=淡黄緑色 $2V_{\alpha}=88^{\circ}\sim92^{\circ}$ $c\wedge Z=22^{\circ}$	磁鉄鉱 チタン鉄鉱 燐灰石 珪酸鉱物
—	普通輝石 $\beta=1.698\sim1.704$ ビジオン輝石 n. d.	—	磁鉄鉱 チタン鉄鉱 燐灰石 珪酸鉱物 褐色ガラス
—	普通輝石 変質	—	磁鉄鉱 チタン鉄鉱 燐灰石 石英
—	普通輝石 $\beta=1.692\sim1.695$ $2V_{\gamma}=53^{\circ}\sim50^{\circ}$ 古銅輝石 $\alpha=1.682$ $\gamma=1.698$ Fs 25~29	—	磁鉄鉱 チタン鉄鉱 燐灰石 珪酸鉱物
—	普通輝石 $\beta=1.689\sim1.695$ $2V_{\gamma}=50^{\circ}\sim44^{\circ}$ 紫蘇輝石 $2V_{\alpha}=68^{\circ}\sim61^{\circ}$ $r>v$ Fs 28~35	—	磁鉄鉱 チタン鉄鉱 燐灰石 石英
—	—	角閃石 Z=淡褐緑色 X=淡黄緑色 $2V_{\gamma}=70^{\circ}\sim66^{\circ}$ $c\wedge Z=19^{\circ}\sim22^{\circ}$	磁鉄鉱 チタン鉄鉱 燐灰石 石英
$2V_{\alpha}=86^{\circ}\sim82^{\circ}$ Fa 21~28	チタン輝石 $\beta=1.696\sim1.703$ $2V_{\gamma}=53^{\circ}\sim46^{\circ}$	—	磁鉄鉱 チタン鉄鉱 燐灰石  頁岩
$2V_{\alpha}=86^{\circ}\sim82^{\circ}$ Fa 21~30	チタン輝石 $\beta=1.696\sim1.700$ $2V_{\gamma}=53^{\circ}\sim46^{\circ}$	—	磁鉄鉱 チタン鉄鉱 燐灰石 黒雲母

6. 流紋岩，津黄畑島対岸

アルカリ岩系

7. 橄欖石粗面玄武岩，北山

8. 橄欖石粗面玄武岩，俄島

## (3) アルカリ岩系

## i) 橄欖石粗面玄武岩

これらのうち (1) 及び (2) は第三紀に属し, (3) は主として第四紀に属する。これらのうちで主要なるものゝ構成鉱物とその光学的性質は第 1 表に示した。以下各岩型について略述する。

## (1) ソレライト質岩系

i) 橄欖石安山岩: 津黄より黄波戸口にかけて分布するもので、鏡下で斑晶斜長石は大きさ 2mm 以下の自形～半自形、すべて聚片双晶をなし累帯構造を呈する。橄欖石は少量、大きさ 0.5mm 以下で、全く蛇紋石化し、単斜輝石と磁鉄鉱との反応縁を残すのみである。石基は斜長石、普通輝石（その外縁はビジオン輝石に移化する）及び磁鉄鉱、チタン鉄鉱、燐灰石、アノーソクレーズからなり、その他や、多量の角閃石と珪酸鉱物を有し、これらはいづれも前記鉱物の間隙を埋めている。角閃石は黄波戸口のものには含まれない。

ii) 含紫蘇輝石ビジオン輝石普通輝石橄欖石安山岩: 津黄海岸に産するもので、黒色緻密。鏡下で、斑晶は甚だ稀で、上部のものでは全く輝石斑晶を有せず、前記の橄欖石安山岩に移化せるものがある。橄欖石は大きさ 0.3mm 以下、前記安山岩に於けると同様の産状を呈する。ビジオン輝石と紫蘇輝石は大きさ 0.3mm、いづれも極めて稀である。石基を構成する鉱物は前記安山岩と略同様であるが、多量の褐色ガラスを含み、角閃石を有しない。角島尾山の中生層に直接のものは変質いちじるしく、決定困難であるが恐らくこれに属するものであろう。

iii) 古銅輝石普通輝石安山岩: 川尻南海岸より小田をへて、NW-SE 方向に約 2.5km にわたつて断続する小岩脈であるが、二次的変質がいちじるしい。鏡下で斑晶斜長石は大きさ 1.5mm 以下の自形～半自形、アルバイト、カールスバット及びベリクリン双晶、ときにバベノ双晶、累帯構造を呈し、且つ集斑晶をなす。変質して絹雲母化する。古銅輝石は大きさ 1mm 以下の長柱状、多色性 ( $X =$  淡褐色,  $Z =$  淡緑色) をしめし、 $2V_{\alpha} = 74^{\circ} \sim 65^{\circ}$ ,  $Fs23 \sim 31$ ,  $r > v$  を呈する。普通輝石は大きさ 0.6mm 以下の柱状、 $2V_{\gamma} = 50^{\circ} \sim 43^{\circ}$  を示す。これらはいづれも緑泥石化し、更に方解石に交代される。他に磁鉄鉱の微斑晶がある。石基は完晶質粗粒、斜長石、普通輝石の外にアノーソクレーズ、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、燐灰石、黒雲母及び石英からなる。普通輝石の外縁がビジオン輝石に移化するものが認められる。

iv) 普通輝石安山岩: 角島尾山に産するものである。鏡下で斑晶斜長石は最も多量で大きさ 1.2mm 以下の自形、すべて聚片双晶をなす。普通輝石は極めて少く、緑泥石化する。石基は極めて細粒。斜長石、普通輝石の外に副成分として磁鉄鉱、チタン鉄鉱、燐灰石、珪酸鉱物よりなる。普通輝石は殆ど完全に緑泥石化している。

## (2) カルク・アルカリ岩系

i) 古銅輝石普通輝石橄欖石玄武岩: 今岬に露出するものである。鏡下に於て、斑晶斜長石は大きさ 1.5mm 以下の自形～半自形、アルバイト、カールスバット及びベリクリン双晶を呈する。橄欖石は最も多量をしめ、大きさ 0.8mm 以下、 $c$  軸にのびた板状を呈すること多く、集斑晶をも形成する。又、単斜輝石及び磁鉄鉱との反応縁を有し、蛇紋石化が認められる。普通輝石は大きさ 0.2mm 以下であるが、ときに 1.2mm に達し、



集斑晶，砂時計構造を呈する。古銅輝石は約 0.3mm の柱状，まれに 1.5mm に達し，橄欖石と連晶するものがある。多色性を殆ど認めない。石基は完晶質，細粒の斜長石，普通輝石，古銅輝石の外に磁鉄鉱，チタン鉄鉱，磷灰石，少量のアノソクレーズ及び珪酸鋁物より構成される。

ii) 石英粗粒玄武岩：川尻及び綾湖海岸の小岩脈で暗緑色粗粒。鏡下で斑晶斜長石は大きき 2.5mm 以下，すべて聚片双晶をなし，累帯構造を呈する。普通輝石と古銅輝石は夫々 1.5~1.2mm 以下で少量。石基はオフィチック構造を示さず，斜長石，普通輝石，紫蘇輝石の外に副成分鋁物として磁鉄鉱，チタン鉄鉱，磷灰石，石英，アルカリ長石からなる。普通輝石及び紫蘇輝石は緑泥石化し，しばしば方解石に交代される。石基間隙は斜長石，石英及びアルカリ長石の微ペグマタイト構造が認められる。

iii) 流紋岩：津黄畑島対岸の小岩脈で暗灰白色。鏡下で斑晶斜長石は大きき約 1.2mm の自形。微斑晶として磁鉄鉱がある。石基は完晶質，斜長石，アルカリ長石，石英，少量のパーガサイト様角閃石，磁鉄鉱，チタン鉄鉱及び磷灰石からなる。二次的の石英細脈に貫かれる。

### (3) アルカリ岩系

i) 橄欖石粗面玄武岩：この地区のアルカリ岩系はすべて，この型に属する。鏡下に於て，斑晶橄欖石は大きき 0.6mm 以下，自形及び不規則形状を示し，僅かに蛇紋石化が認められる。斜長石は稀である。石基は完晶質，粗面岩構造を呈し，斜長石，橄欖石，チタン輝石及びアノソクレーズ，カリ斜長石の外に磁鉄鉱チタン鉄鉱，黒雲母，磷灰石及びまれに沸石からなる。島戸浦では径 1cm 以下の橄欖石団塊をふくむ。又石英捕獲結晶を同化したと考えられる痕跡をしめすものがあり，依島では第三紀砂岩を捕獲しているが，両者は殆ど変化していない。

## 4. 玄武岩類の化学組成

本地区の玄武岩類の主なるもの、化学組成は第 2 表に示した。第三紀のものは変質を受けているが，比較的新鮮なものを選んだ。この表によれば，本地区のソレアイト質岩類 3 個は  $\text{SiO}_2$  53~60% を示し，色指数は夫々 20, 24, 及び 7 である。酸化物については例えば，伊豆箱根地域ビジオン輝石質岩系安山岩平均値<sup>1)</sup> に比べて， $\text{Al}_2\text{O}_3$  及び  $\text{Na}_2\text{O}$  が著しく高く， $\text{MgO}$ ， $\text{CaO}$ ，及び  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  が明らかに低い値を示している。尾山のものは  $\text{MgO}$  が極めて少いが，これは石基輝石が殆ど完全に緑泥石化しているためである。又，津黄のものは高山岬安山岩<sup>2)</sup> とは  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ， $\text{MgO}$ ，アルカリの割合は略類似した組成をしめす。

カルク・アルカリ岩系岩類 3 個のうち，今岬玄武岩は  $\text{SiO}_2$  50% で，色指数 38 である。酸化物として， $\text{MgO}$  が多く， $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  及び  $\text{K}_2\text{O}$  が少い傾向にある。壱岐島の所謂石英玄武岩を除く同じ IVd 型のものに比較して，本岩は  $\text{SiO}_2$  が著しく少く， $\text{Al}_2\text{O}_3$ ， $\text{MgO}$  及び  $\text{CaO}$  が多い。石英粗粒玄武岩と流紋岩は  $\text{SiO}_2$  51% と 70% を示し，色指数は夫々 28 と 4 である。これらは貫入の場所は異つてはいるが，この地区の第三紀の火成活動末期をしめす小岩脈であり，恐らく一連の活動に由来するものと推定される。

1) 久野久，火山及び火山岩，岩波書店，1954.

2) 応地善雄，前出，1960.

第2表 大津地区火山岩類の化学組成

Nos.	1	2	3	4	5	6	7	8
	III c	V c	III c	V d	V d		III b	III b
SiO <sub>2</sub>	53.33	53.70	60.41	49.97	51.29	70.31	46.27	50.21
TiO <sub>2</sub>	1.39	2.15	1.19	1.01	0.63	0.57	2.42	1.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.02	17.67	17.45	17.01	18.62	14.54	16.12	17.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.16	2.37	4.37	4.11	3.91	2.96	3.68	3.18
FeO	5.57	6.11	3.20	5.05	4.49	0.40	7.14	5.55
MnO	0.16	0.22	0.09	0.16	0.10	0.08	0.12	0.12
MgO	3.13	3.18	0.70	7.71	4.98	0.12	8.01	6.57
CaO	7.13	7.11	4.41	9.75	10.93	2.02	9.29	9.39
Na <sub>2</sub> O	3.51	3.59	3.89	2.89	1.78	4.30	2.47	3.35
K <sub>2</sub> O	1.03	0.66	1.56	0.39	0.49	2.56	1.77	1.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	0.47	0.19	0.14	0.05	0.17	0.77	0.38
H <sub>2</sub> O+	1.08	1.51	1.44	0.91	1.12	1.38	1.04	0.47
H <sub>2</sub> O-	0.90	1.24	1.25	0.52	2.02	0.78	0.95	0.52
CO <sub>2</sub>					0.16			
Total	99.88	99.98	100.15	99.62	100.57	100.19	100.05	100.33

Nos. は第1表に対応する。

紫蘇輝石質岩系石英粗粒玄武岩岩脈の分化については先に佐賀県加部島のものが報告<sup>1)</sup>されている。加部島の石英粗粒玄武岩に比べて、本地区のそれは Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> と CaO が可成り多く、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO と K<sub>2</sub>O が少い。グラノファイヤーに比較すると、本地区の流紋岩は Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO と CaO が極めて少く、Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O がとくに多い。これらを一連の分化とみるならば、本地区のものは Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO 及び K<sub>2</sub>O が少く、且つ夫々がより早期及びより晩期のものを示すとみてよい。本地区でも、この岩脈の貫入以前にアルカリ岩類の活動は認められず、ソレイト質岩系及びカルク・アルカリ岩系の活動は行われている。従つて、これらの岩脈はソレイト質マグマが花崗岩質岩石の同化によつて生じたマグマから導かれたものであると考えられるが、本源マグマを示すものは本地区では現出していない。

次に、アルカリ岩系の橄欖石粗面玄武岩2個は SiO<sub>2</sub> が 46% と 50% であり、俵島のものは酸化物として MgO, K<sub>2</sub>O にとむ。これは含有する橄欖石とやゝ多量のカリ斜長石に由来するためである。しかし、本地区のアルカリ岩類の一般的性質は前報<sup>2)</sup>に記した阿武地区のものに類似し、同一の分化経路を辿るものである。一方、本岩は北九州東部（福岡地区）<sup>3)</sup>のものに比較して、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO が極めて少く、MgO がやゝ多い傾向にある。又これら隣接する地区に対して、本地区のアルカリ岩類の分布は可成り広範にわたる。それにも拘らず、いずれも IIIb 型にかぎられていることも一つの特徴である。

本稿を終るにあたり、御指導を賜つた東北大学岩鉱教室河野義礼教授、植田良夫助教授、青木謙一郎助手、及び教養部八木健三教授に深謝する。又、本地区の野外調査に御協力をえた広島大学岡本和夫氏、愛媛大学石橋澄助手と本学々生鬼塚哲彦君に謝意を表する。

1) 青木謙一郎, 岩鉱, 44, 47~53, 1960.

2) 応地善雄, 前出, 1960.

3) 応地善雄, 岩鉱総会講演, 1960.

## 福島県飯野町千貫森産の斑晶ビジオン輝石

Phenocrystic pigeonite from Senganmori, Iino-machi,  
Fukushima Prefecture

八 島 隆 一 (Ryuichi Yashima)\*

**Abstract:** In Senganmori, southeast of Fukushima City, is found volcanic neck which was intruded into the basement consisting of granites, during the period of sedimentation of the Ryōzen formation (middle Miocene). Lithologically these volcanic rocks are defined as compact andesitic basalts having scarce phenocrysts. The phenocrysts are diopside, rhombic pyroxene, pigeonite, bytownite, and olivine replaced by chlorite. The groundmass consists of pigeonite, augite, bytownite to labradorite, and brown glass. The mode of occurrence of pigeonite phenocrysts shows the following four types: (1) occurring as single crystals, (2) forming rims around diopside phenocrysts and intergrowing with the latter, (3) inverted from rhombic pyroxene and (4) surrounding augite and in the intergrowth relation with the latter. The chemical composition of pyroxenes, obtained through measurements of their optical properties, are plotted in Fig. 5. It is understood from the figure that the crystallization course of augite from Senganmori roughly coincides with that of augite in the Skaergaard intrusion and that the augite crystallized out in the stage generally corresponding to pigeonite.

## 1. ま え が き

福島市東南方、伊達郡飯野町青木村に、千貫森とよばれる標高 462.5m のドーム状の山がある。この山体は、中新世中期と考えられる霊山層の堆積時に、基盤の花崗岩類を貫いてできた火山岩頸であつて、それに含まれる斑晶ビジオン輝石については、岩頸の産状と共に、予報的に報告しておいた<sup>1)</sup>

斑晶ビジオン輝石を含む火山岩類は、最近相ついで発見され品出経路についてもいろいろ検討されてはいるが、火山岩全体から見れば依然として稀な存在である。以下、筆者は、千貫森産の斑晶ビジオン輝石と、これを含む岩石の記載をのべたいと思う。

本論の御検討をいただいた 福島大学三本杉巳代治教授、東北大学八木健三教授・生出慶司氏に厚くお礼を申上げる。

## 2. 岩 質

この岩石は、斑晶の少い暗灰色のきわめて新鮮な緻密岩で、岩頸の一部には流理構造

\* 福島大学工学部地学教室

1) 八島隆一、福島大学理科報告, 7, 1~5, 1958.



が発達し、その石基は一般に間粒組織を示す。また、造岩鉱物およびその主な光学的特徴を第1表に示した。これら造岩鉱物のほかに、花崗岩から導入され、著しく融蝕をうけている捕獲結晶を部分的に含んでいる。

第1表 造岩鉱物の光学的性質

	斑	晶	石	基
橄欖石	長径 1.2 - 0.5mm, 自形で完全に緑泥石に変質している。中にはビジオン輝石の石基が外殻に付着しているものや、磁鉄鉱とビジオン輝石の二重反応縁をつくっているものがある			
斜方輝石	長径 2 - 0.5mm, 自形～半自形, 多色性弱く, X=淡緑黄色, Z=淡緑色, (-) 2V=82° - 64° (平均73°), En <sub>77</sub> Fs <sub>23</sub> , ρ>v			
普通輝石	長径 2.2 - 0.3mm, 自形～半自形, 稀に(100)面上の双晶が発達, 一般に弱い累帯構造がある。(+) 2V=56° - 46° (平均52°), c∧Z=42° - 37°, β=1.689 - 1.685 (平均1.687), Wo <sub>42</sub> En <sub>45</sub> Fs <sub>13</sub> , ρ>v			単独の粒状結晶として産するものが多い。 (+) 2V=46° - 36° (平均42°), c∧Z=42° - 38° β=1.701 Wo <sub>38</sub> En <sub>28</sub> Fs <sub>34</sub>
ビジオン輝石	長径 2.5 - 0.5mm で, 自形～半自形, X=淡黄褐色, Z=淡黄緑色, (+) 2V=0°, c∧Z=42° - 37°, β=1.700, Wo <sub>11</sub> En <sub>49</sub> Fs <sub>40</sub>			(+) 2V=0° β=1.701 Wo <sub>11</sub> En <sub>48</sub> Fs <sub>41</sub>
斜長石	長径 3 - 0.2mm で, 縁辺部に正型の累帯構造発達, アルバイト式双晶, カールスバッド式双晶またはペリグリン式双晶を示し, An <sub>85</sub> -70			柱状～長柱状自形で, An <sub>73</sub> -68
その他	微斑晶大の自形～半自形を示す磁鉄鉱が認められる。 捕獲結晶には, 主に石英・斜長石および酸化鉄で置換された黒雲母などがある			鱗珪石は瓦状集合体をなして間填状で産する。 その他自形～半自形の磁鉄鉱, 褐色ガラス, 二次的鉱物として緑泥石などがある

第1表中の単斜輝石の化学組成は Hess<sup>1)</sup> の図表から, また斜方輝石は久野<sup>2)</sup> の図から求めた。

### 3. 斑晶ビジオン輝石の産状

千貫森産の斑晶ビジオン輝石は, 産状から, つぎの4つの型に分けることができる。

(a) 単独で存在するもの; これに, はやや丸味をもつたもの(第1図A)と, 斑晶～微斑晶大(長径 0.8-0.3mm)の柱状および長柱状自形をなし(同図B), 中には集斑晶をつくっているものとがある。後者は, 岩体中部分的に含まれるに過ぎない。いずれにしても, 両者の産出量はごく少量である。

b) ビジオン輝石が普通輝石を包んでいるもの; 両者は平行連晶の関係にある。これには, ビジオン輝石が普通輝石の内部に不規則な形で深く喰い込んでいるもの(第2図B),

1) Hess, H. H., Am. Miner., **34**, 621-647, 1949.

2) Kuno, H., Am. Miner., **39**, 30-46, 1954.

ときにはビジオン輝石中に普通輝石が虫食状にのこっているものもある。また、ビジオン輝石が普通輝石の外殻に厚く、または薄く、rim をつくり (同図A), かつ、(100) 上の双晶をつくっているものがある。このほかに、石基のビジオン輝石が普通輝石の周囲に付着しているものもあるが、いずれの例においても、両者の境界は明瞭であつて漸移するものはない。しかし、常に斑晶普通輝石をビジオン輝石が包んでいる現象が見られるわけではなく、前者の約半数はビジオン輝石を伴っていない。このようなものは、一般に縁辺部に沿つて融蝕による小さい空隙が生じている。以上にのべた rim を形成するビジオン輝石は、他の例に較べて量的に少ない。

c) 斜方輝石より転移したビジオン輝石；これには、ビジオン輝石が斑晶斜方輝石の周縁部から置換し、中央部に僅かに斜方輝石の relic を残しているに過ぎないものがある (第3図A)。さらに、集斑晶を形成する斜方輝石が全部ビジオン輝石の集合体で置換されて、前者の外形を止めているものもある (第3図C)。また、ビジオン輝石が明瞭な直線的な境界で厚く斜方輝石の外殻を包み (同図B), 両者の境界に塵状夾雑

物・二次的鉱物を挟むことがある。この rim を見ると、光学的方位を異にする。ビジオン輝石の粒状集合体よりなるものと、ほぼ一定の光学的方位をもつたひと続きのビジオン輝石からできていて、稀に (100) 上の双晶の発達したものとがある。以上にのべた例は、量的に極めて多く、中でも斜方輝石より転移し、その長柱状の外形のみを残したビジオン輝石の粒状集合体よりなるものが圧倒的に多い。第3図の塵状よりわかるように、明らかにこれらのビジオン輝石は斜方輝石から転移したものと見做すことができよう。この斜方輝石の  $2V$  (-) の値は  $82^{\circ}-62^{\circ}$  (平均  $73^{\circ}$ ) で、上述のように大部分が古銅輝石に属する。しかし、ビジオン輝石の  $2V$  は、ほとんど  $0^{\circ}$  である。

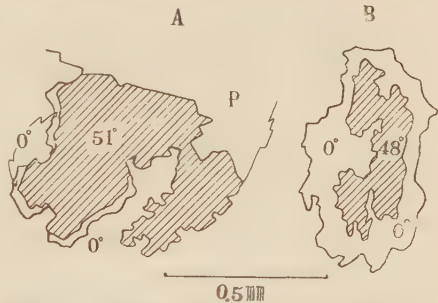
d) 普通輝石が斑晶ビジオン輝石を包んでいるもの；斑晶ビジオン輝石の外殻に比較的厚い普通輝石の rim ((+)  $2V=46^{\circ}-40^{\circ}$ ) をつくっている (第4図)。このビジオン輝石の  $2V$  はほとんど  $0^{\circ}$  で、かつ、連晶関係にある。本岩中には、この例は少ないが、同

第1図 斑晶ビジオン輝石



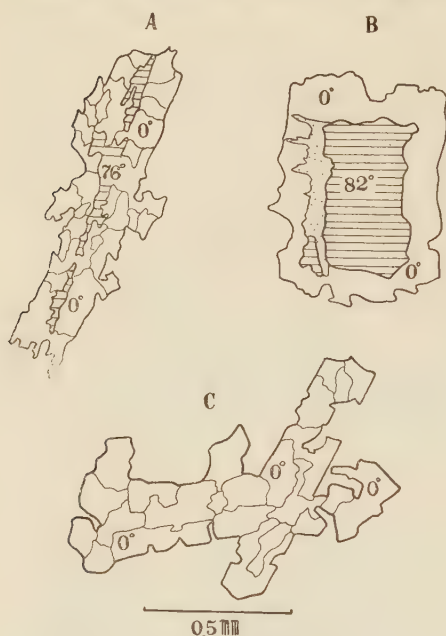
白色部：ビジオン輝石，点部：緑泥石  
黒色部：磁鉄鉱，数字は光軸角（普通輝石は+，斜方輝石は-，以下同じ）

第2図 普通輝石をとりまくビジオン輝石



斜線部：普通輝石，白色部：ビジオン輝石，  
P：斜長石

第3図 斜方輝石から転移したビジオン輝石



横線部：斜方輝石，白色部：ビジオン輝石  
点部：緑泥石

時に他地域産の斑晶ビジオン輝石を含む岩石中にも，この例は少いようである。

第4図 斑晶ビジオン輝石を含む普通輝石



白色部：ビジオン輝石，斜線部：普通輝石の rim，  
P：斜長石，A：普通輝石

#### 4. 輝石類の結晶作用

以上にのべた千貫森産の輝石類の記載から，つぎのような輝石類の晶出順序を考えることができる。第5図の Wo-En-Fs 三角図表は，Brown<sup>1)</sup> による Skaergaard 貫入岩体中の二相の輝石の晶出経路に，千貫森産の輝石類を表示したものであり，第2表は千貫森産輝石類の晶出順序を示したものである。これらの図および表からもわかるように，まず透輝石質普通輝石 Ap が晶出する一方，斜方輝石がそれに平行して晶出した。その後，斜方輝石がビジオン輝石に転移している。その転移点は推定し難いが，平均値は  $\text{En}_{65}\text{Fs}_{35}$  で Poldervaart と Hess<sup>2)</sup> の示した  $\text{En}_{70}\text{Fs}_{30}$  に少しずれている。また，ビジオン輝石が明瞭な境界で普通輝石をとり囲み漸移関係が観察されない点から，ビジオン輝石の晶出する段階で普通輝石の結晶作用が急に停止し，以後ビジオン輝石のみの晶出が行われた時期のあつたことを示している。そして石基の生成時期に，普通輝石が再びビジオン輝石と平行して晶出しているが，これと同じ産状を示すものは，生出<sup>3)</sup>によつてすでに報告されている。久野<sup>4)</sup> が斑晶ビジオン輝石を含む岩石の石基は“すべて

1) Brown, G. M., Min. Mag., **34**, 511~543, 1957.

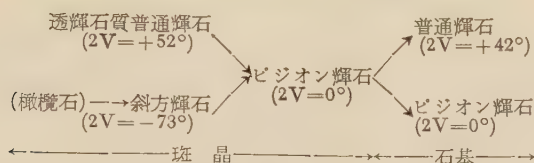
2) Poldervaart, A. and Hess, H. H., Jour. Geol., **59**, 478, 1951.

3) 生出慶司，地質，**65**, 347, 1959.

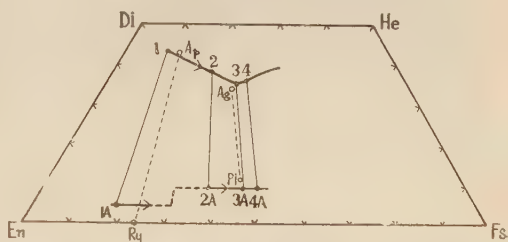
4) 久野 久，火山及び火山岩，岩波書店，1954.



第 2 表 千貫森産輝石類の晶出順序



第 5 図 Wo-En-Fs 三角図表に示した Skaergaard 産と千貫森産の輝石類の晶出経路



1—4 : 普通輝石, 1A : 斜方輝石, 2A—4A : ピジオン輝石, (以上 Skaergaard 産), Ap 斑晶普通輝石, Ag : 石基普通輝石, Ry : 斜方輝石, Pi : ピジオン輝石 (斑晶・石基) (以上千貫森産)

ピジオン輝石または鉄ピジオン輝石である”とのべた一般的事例に反して、千貫森産のものは、石基の生成時期に明らかに二相の輝石が晶出している。この場合石基ピジオン輝石は、Fs成分の増加がほとんどなく斑晶ピジオン輝石の示す成分の位置で晶出を続ける一方、これに対応する石基普通輝石は Ag で示される成分のものとして晶出してい

る。第 5 図中、千貫森産の輝石類を、Skaergaard 貫入岩体の各分化相中の輝石類に比較してみるとよく調和した位置にあることがわかる。このような点から斜方輝石が CaO の添加を伴いながらピジオン輝石に転移する段階では、普通輝石の晶出を一時中止するが、石基の生成する時期になって石基ピジオン輝石に対応する普通輝石が、Skaergaard 産の晶出経路上に近い点で再び晶出を始めたものとして、石基普通輝石の出現を説明できる。

前にものべたように、岩体中には部分的に甚しく融蝕をうけた花崗岩質岩石起源の捕獲結晶を含み、多い場合には、それらが一枚の薄片の中に十数個も観察される。それで、ある程度の温度降下と化学成分の変化があつて斜方輝石の晶出が予想される。しかし、捕獲結晶を多量に含む部分は、岩体全体から見れば局部的な現象であつて、石基の鉍物組成からもわかるように、著しい温度の降下が起らず、マグマは依然として二相の輝石の境界線上で結晶を終了したことを示している。一方、斜長石の異帯構造を検討しても、酸性岩の著しい混成作用を示す現象は観察されない。

## 愛知県知多半島産凝灰岩中のクリノプチロルフツ石

Clinoptilolite in the tuff from Chita Peninsula,  
Aichi Prefecture

鈴木 重 人 (Jujin Suzuki)\*

**Abstract:** The tuff distributed in the southern part of Chita Peninsula, Aichi Prefecture belongs to the Miocene sediments, in which clinoptilolite was found as an alteration product of an acid volcanic glass. The mineral was identified by X-ray diffraction, differential thermal analysis and microscopic observation.

## 1. 緒 言

知多半島の層位学的研究は古くから行われ、本半島南部には第三紀中新統に属する地層が分布している。本凝灰岩は知多層群の師崎系層<sup>1)</sup>中の小佐産白色凝灰岩であり、その産状は下部に緑色の凝灰岩、上部に灰色の凝灰岩という整合関係にある。クリノプチロルフツ石はこの凝灰岩中の火山ガラスが変質してできたもので、X線廻折、示差熱分析、顕微鏡観察により Mumpton<sup>2)</sup>のデータとよく一致するので、ここに報告する。現地へは名古屋から私鉄と私バスにより約2時間で到着できる。

この研究に関し、御指導を賜わった東北大学大森啓一教授、有益な討論を下さった愛知県陶磁器試験場稲垣甲子郎氏、試料採取に便宜を与えて下さった常滑市杉江製陶株式会社井上社長の方々に厚く感謝の意を表する。又本研究については文部省科学研究費の一部を使用させて頂いた。

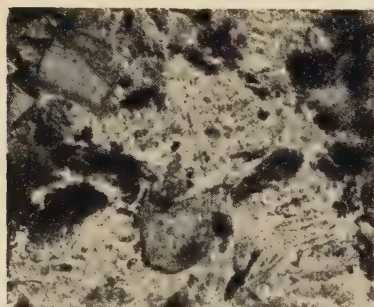
## 2. 凝灰岩の顕微鏡的記載

斑晶としては斜長石と石英が多量にあり、黒雲母が僅かにある。粒子の大きさは斜長石が長さ約0.08mm、石英が直径約0.11mm、黒雲母が長さ約0.08mm。全体の約70%を占める石基は殆んどが火山ガラスより成り、大部分クリノプチロルフツ石に変質している。火山ガラスの屈折率は浸液法により1.485と測定された。クリノプチロルフツ石は短冊状結晶で(長さ約0.01mm)で、火山ガラスよりも低い屈折率と極めて弱い複屈折を示している。その配列状態は第1図で明らかなように火山ガラス片の稜線にはほぼ直角になつている。

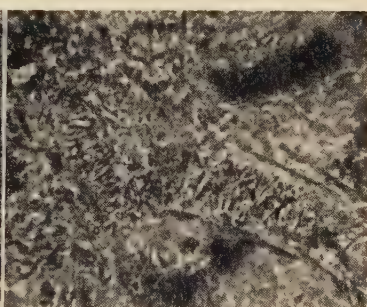
\* 愛知学芸大学名古屋分校地学教室

- 1) 松沢勲・嘉藤良次郎, 地質, **57**, 290, 1951.  
林唯一, 愛知学芸大学研究報告, **6**, 69, 1957.
- 2) Mumpton, F., Am. Min., **45**, 351, 1960.

第 1 図



知多半島小佐産白色凝灰岩  
×150



火山ガラスより変質したクリノ  
ブチロルフツ石 ×500

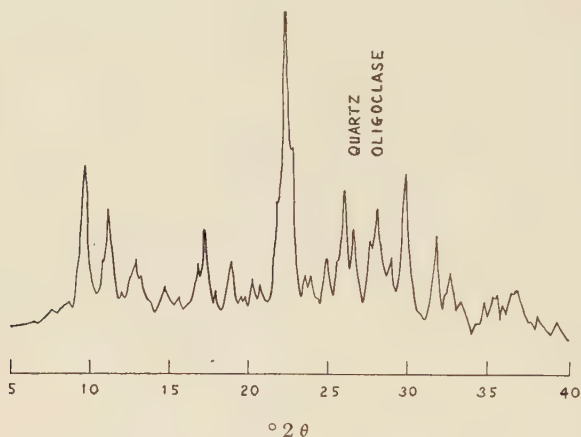
第 1 表

クリノブチロルフツ石 知多半島小佐		クリノブチロルフツ石* カリフォルニア Hector	
d	I/I <sub>0</sub>	d	I/I <sub>0</sub>
9.02	6	9.00	10
7.97	5	7.94	4
6.80	3	6.77	3
6.66	3	6.64	2
5.98	2	5.91	1
5.23	3	5.24	3
5.15	4	5.11	1
4.67	3	4.69	2
4.48	2	4.48	2
4.37	3	4.34	2
3.98	10	3.96	10
3.91	6	3.90	8
3.85	3	3.83	1
3.72	3	3.73	1
3.56	3	3.55	2
3.47	3	3.46	2
3.42	5	3.42	6
3.12	3	3.12	3
3.08	3	3.07	2
3.06	3	3.04	2
3.98	6	2.97	5
2.86	2	2.87	1
2.81	4	2.82	3
2.78	2	2.80	1
2.76	2	2.73	1
2.75	3	2.72	1
2.68	2	2.68	1
2.44	2	2.44	1
2.43	2	2.42	1
2.35	2	2.38	1
2.28	1	2.29	1

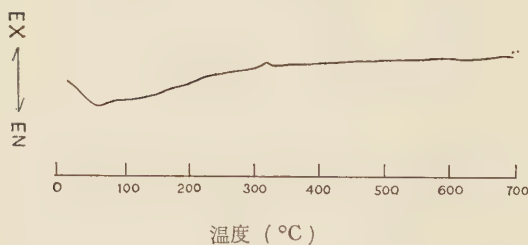
\* F.Mumpton によるデータ



第2図 X線廻折曲線



第3図 示差熱分析曲線



### 3. X線の性質

Geigerflex X線廻折計<sup>1)</sup>で得られた廻折曲線は第2図と第1表から明らかなようにクリノプチロルフツ石の線を表わしている。この他強い線で、3.35 Å は石英を、3.17 Å は灰曹長石をそれぞれ表わしている。

### 4. 示差熱分析

毎分 5°C の昇温率で得られた示差熱分析曲線は第3図で明らかなように 100°C 附近に巾の広い吸熱ピークがあるのみで、クリノプチロルフツ石特有の曲線を示している。320°C の発熱は有機物に依るものである。

- 1) 対陰極 Cu, フィルター Ni, 電圧 30<sup>kv</sup>, 電流 15 mA, Scale factor 8, Multiplier 1, Time constant 2 秒, Divergence slit 1°, Scatter slit 1°, Receiving slit 0.4mm. Scanning speed 1° (2θ)/min.

## 鳥海山東麓の石油母層

## ——石油母層の研究 第7報——

Consideration on the organic constituents of the source-rock  
of petroleum in the eastern foot of Chokai Volcano  
——Studies on the source-rock of petroleum (7th report)——

阿 部 正 宏 (Masahiro Abe)\*

**Abstract :** In order to acquire the knowledge on the source rock of petroleum, the writer has carried out the chemical analyses on the rock samples of the Tertiary sediments developed in the neighbourhood of Yashima, Hitane and Momoyake at the eastern foot of Chokai Volcano, Akita Prefecture, and has determined the extractive organic constituents of the fine grained clastic sediments, so-called "black shale" and "hard shale". Moreover he has studied on the relationship between the stratigraphic distribution of the organic constituents and the source rocks themselves.

## 1. ま え が き

石油の成因に関連した現世堆積物や岩石中の有機物の基礎研究が近年外国においても、日本においても進展し、従来の元素分析だけを主とする研究方法より一段と進んだ研究が行われる様になった。特に P. V. Smith<sup>1)</sup> や J. M. Hunt 等<sup>2)</sup> によつて液体クロマトグラフ法が採用されて有機物の質的量的組成までも分析出来る様になって、石油の成因に関する研究が進められた。一方有機物分析による石油の地化学探査法を確立しようとする試みや、地層の石油母層としての価値判断、ひいては石油鉱床の存在さえも予知しようとする試みがとりあげられる様になって来た。最近三土知芳<sup>3)</sup>、石田義雄<sup>4)</sup> によつて石油の移動に関する興味ある論文が発表せられ、その中にも、油田構成の第1条件として石油生成の根源層である母層の存在を絶対必要条件としてとりあげられている。

今回はこの母層としての観点から鳥海山東麓矢島町及び矢島町南方の秋田・山形県境近くに発達する名高山層、針ヶ岡層<sup>5)</sup> (女川層、船川層相当層)の泥岩、シルト岩について

\* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

1) Smith, P. V. Jr., Science, **116**, 473~439, 1952, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol, **36**, 411~413, 1952, **38**, 377~404, 1954.

2) Hunt, J. M., Stewart, F., and Dickey, P. A. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **38**, 1671~1682, 1954.

3) 三土知芳, 石油技協, **25**, 200~239, 1960.

4) 石田義雄, 石油技協, **25**, 240~249, 1960.

5) 田口一雄, 阿部正宏, 岩鉱, **37**, 130~140, 1953.





乾燥器 (60~70°) で 24 時間乾燥した。次に乾燥試料 30gr を秤量し、ソックスレー抽出器でベンゼン・アセトン・エチルアルコールの 70 : 15 : 15 混合溶媒で 8 時間湯煎抽出を行つた。抽出が終れば秤量ビーカーに移して乾燥後秤量した。抽出にあつて、遊離硫黄、無機塩類、硫化物、水酸化物、岩石の微細粉のごく一部が溶出したり、濾紙の目を通つて下部のフラスコに移つたと考えられるので、秤量後二硫化炭素数 cc を使用して硫黄を溶し出し、一方秤量ビーカーに混合溶媒を何度も注ぎ、抽出された有機物を完全に溶し出し別の秤量ビーカーに濾下したあと乾燥し秤量した。先の秤量との差を残渣とした。

### 3. 分 析 結 果

この地域に発達する名高山層、針ヶ岡層の代表的な泥岩、シルト岩について石油母層としての価値と岩相による有機物抽出量との関係を調べる目的で 50 試料について有機物

第 1 表 有機物抽出量並びに残渣

番号	抽出量*	残 渣	番号	抽出量*	残 渣	番号	抽出量*	残 渣
	%	%		%	%		%	%
名 高 山 背 斜			(矢島町北方 2km)			(湯の沢南方 2 km 板平)		
(岩沢橋…西翼部)			18	0.17	0.033	37	0.11	0.024
1	0.16	0.012	19	0.24	0.036	38	0.20	0.036
2	0.14	0.014	20	0.30	0.020	(袖川発電所下流)		
3	0.22	0.015	21	0.18	0.014	39	0.16	0.018
4	0.18	0.012	22	0.21	0.011	40	0.22	0.024
5	0.32	0.018	23	0.18	0.017	41	0.08	0.008
6	0.17	0.010	24	0.20	0.015	(百 宅 川)		
7	0.10	0.013	(川原…子吉川左岸)			42	0.05	0.019
8	0.08	0.007	25	0.22	0.020	43	0.17	0.017
9	0.11	0.010	26	0.19	0.012	44	0.24	0.008
(背斜南方延長…西翼部)			27	0.25	0.019	45	0.27	0.006
10	0.25	0.015	28	0.28	0.022	46	0.13	0.003
11	0.19	0.012	29	0.20	0.011	47	0.01	0.000
12	0.30	0.015	30	0.15	0.011	48	0.03	0.002
13	0.28	0.018	31	0.18	0.014	49	0.27	0.023
14	0.18	0.011	32	0.19	0.012	50	0.32	0.021
15	0.15	0.009	(大久保北方…子吉川沿い)			* ベンゼン・アセトン・アルコール (70:15:15) の混合溶媒で原岩 30gr に対して抽出を行い重量比で表わした。		
持 子 背 斜			33	0.16	0.027			
(川辺トンネル…西翼部)			34	0.10	0.029			
16	0.17	0.014	35	0.15	0.025			
17	0.14	0.016	36	0.17	0.031			

- 1) 村山賢一, 秋田県矢島油田地形及び地質図, 同説明書, 地質調査所, 1922.
- 2) 石崎正義, 山根太郎, 秋田県直根油田地質調査報告, PEAC 資料 (未発表), 1951.
- 阿部正宏, 田口一雄, 秋田県直根油田地質調査報告, PEAC 資料 (未発表), 1951, 田口一雄, 阿部正宏, 前出, 1953.
- 3) 金原均二, 河井興三, 山田博, 戸谷嗣津夫, 牧真一, 竹田邦猪, 狩野豊太郎, 藤田逸人, 矢島町周辺天然ガス調査報告, 石油技協, 157~178, 1958.
- 4) 田口一雄, 地質, 65, 12~20, 1959, 66, 102~112, 1960, 石油技協, 25, 105~113, 1960.

出量、残渣を分析した(第1表)。先にこの地域の泥岩、シルト岩について石油母層としての価値判断をみる意味でクロロフォルム溶媒による抽出を行つたが、この結果<sup>1)</sup>と今回の混合溶媒の結果とは、溶媒による抽出量の差はあるが近似した傾向を示している。

有機抽出量の結果は、この地域の試料は全般的に可成り高い値を示す。低い値を示すものは遼上山東の県境近くの名高山層下部の試料でこの点に関しては、既に発表した寺泊褶曲帯の弥彦山ルートの七谷層の下部<sup>2)</sup> 東山褶曲帯の比礼地区のコーア試料<sup>3)</sup>の七谷層下部、又新庄盆地の草薙層の春木川ルートの凝灰岩の混入が多くなつた試料<sup>4)</sup>においても認められる。

残渣の量も全般的に多い様に思われるが明瞭な傾向は認められない。然しながら針ヶ岡層の No. 34~No. 36 の試料と湯の沢の試料並びに矢島町北方の試料の一部に可成り高い値が認められる。この地域の近傍の新庄盆地や横手盆地東縁の成瀬川地域の泥岩、シルト岩と比較すると有機抽出量と残渣物の相関を比較しても明瞭な区別は出来ないが、新庄盆地春木川ルートや、増田、一ノ関ルートの岩石手側の関係とは相違している。

#### 4. 考 察

最近帝国石油株式会社及び石油資源開発株式会社において可成り石油母層の有機物の組成の研究が行なわれている。柳下秀晴<sup>5)</sup>は新潟県の含油第三紀堆積岩の有機物分析を行つており、最近石田義雄<sup>6)</sup>によつて試掘で採取した泥岩、シルト岩のコーア試料について秋田新潟地方の抽出性有機物量を検討された。即ち“液体クロマトグラフの結果は地域の特異性は認められず、かえつて新潟秋田地方ともに層位的差異が明瞭に図示されている”と述べられている。この点に関しては特に注目する必要があると思う。堆積物が沈積し地層を形成しながら diagenesis によつて石油化への道程をたどつたことは間違いないことであろうし、石油化した物質(有機物)の一部が移動して石油鉱床の形成にたづさわ、残りの有機物は高炭素質物或いは炭質物として沈積物(地層)に残溜したと考えられる。この様な油母層を形成する岩石を有機溶媒で抽出すれば抽出量も原則として大きいであろうし、抽出物をさらにクロマトグラフ法で分離すれば、パラフィン・シクロパラフィン系や芳香族系の炭化水素の含量が大きいはずで、この点を利用して石油母層としての産油能力を判定する材料に用い様とする考え方が出来る。然しながら石油化への行程からはずれた堆積物中の有機物はどの程度までが石油系の炭化水素であるかを確める必要が出てくる。現段階では石炭もしくは炭質物に基因する場合は、パラフィン・シクロパラフィンよりも芳香族の含量の方が著しく多いという点で判定している

1) 田口一雄, 阿部正宏, 秋田山形県境附近に発達する石油母岩について, 全国鉱業大会で講演(仙台), 1953.

2) 阿部正宏, 岩鉱, **43**, 318~324, 1959.

3) 加藤磐雄, 阿部正宏, 石油技協, **24**, 148, 1959, Kato, I., and Abe, M., Sei. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, **6**, 513~526, 1960.

4) 阿部正宏, 石油技協, **25**, 58~66, 1960.

5) 柳下秀晴, 鈴木好一, 石油技協, **21**, 107~108, 1956, 鈴木好一, 北崎梅春, 柳下秀晴, 石油技協, **22**, 207~214, 1957, 柳下秀晴, 帝石技研報告, 58—23, 64~91, (未発表), 1958.

6) 石田義雄, 前出, 1960, 工藤修治, 石油技協, **24**, 147, 1959.

が、現在迄の多くの資料を検討してみると地域の相違、特に産油地帯かそうでない地帯ではクロマトグラフによる組成の変化は関係が少く、むしろ抽出量と密接な関連を保っている。柳下秀晴<sup>1)</sup>もこの点について指摘され、小千谷の野辺川のような産油に無縁な処からの試料でも、抽出物に対する石油系炭化水素の含量が 15.0% にも達し、一方同層準（椎谷層相当層）の新津油田朝日 R-30、東山油田輕井沢 R 2 では 10.1%, 15.4% で小千谷との間には大した変化は認められないが、原岩に対する抽出量では小千谷の 0.052% に対して新津 0.283%, 東山 0.108% と増大している。この様な関係は上部寺泊層に属する試料においても明瞭にあらわれており、この事は有機抽出に際して O-N-S 化合物や残渣のような成分がより多量に抽出されたために、これに対する石油系炭化水素の含量が相対的に減少したことを示すと考えることも出来る。又現在のクロマトグラフ法では低沸点溜分の殆んどを捕えることが出来ないからクロマトグラフ法の結果だけで云々する事は危険であり、別の方法との相関性を吟味しながら発展させるべきである。

今回の鳥海山東麓の 50 箇の分析では、有機抽出量が可成り多い事実が認められたので現在迄筆者が分析した試料で、男鹿半島南岸船川、女川地区、八橋油田のコア試料、

第 2 表 有機抽出量による各地区別比較

		地 層 名	試 料 数	M(平均) %	Md (メディアン) %	最 小 %	最 大 %
男鹿半島 船川地区		船 川 層 女 川 層	39	0.07	0.05	0.02	0.22
八橋地区		船 川 層 女 川 層	18 <sup>+</sup>	0.14	0.11	0.06	0.30
矢島・直根 百宅地区		針ヶ岡層 名高山層	50	0.18	0.18	0.01	0.32
新庄盆地	塩根川地区	古草口層 口 薙 層	30	0.10	0.10	0.04	0.15
	春木川地区	古草口層 口 薙 層	30	0.06	0.06	0.01	0.16
	最上川地区	古草口層 口 薙 層	39	0.15	0.09	0.04	0.40
増田一ノ関	秋田側	山下内層 嵐江層	19	0.12	0.11	0.02	0.22
	岩手側		31	0.08	0.09	0.008	0.18
寺泊地区		寺七泊層	33	0.08	0.08	0.01	0.20
大口地区		寺泊層	17 <sup>+</sup>	0.09	0.09	0.06	0.17
東山地区		寺七泊層	47 <sup>+</sup>	0.10	0.09	0.02	0.25

+: コア試料, ++: カutting試料, +++: コア試料及び地表試料

新庄盆地の塩根川地区、春木川地区及び最上川沿いの清川、古口間、秋田、岩手県境増田、一ノ関地区、新潟県の寺泊地区、大田地区のCutting試料、東山地区のコア試料並びに地表試料等について本地域との比較を行つた(第2表)。この表に示す様に矢島直根地区は最も高い値を示しているが、八橋地区並びに稼行油田のコア試料については貯溜岩及び貯溜岩に近接した試料を一部省略した。例えば八橋油田コア試料で最大0.30%となつてゐるが、0.30%より高い値のものも多くあるが今回の計算では除外した。又算術平均だけでは選定した個体数に疑問もあるので平均の外にmedianでも計算した値を示した。この様に本地域が非常に抽出量が高い値を示すことは注目すべきであり、石油母層としての価値判定でも他の地域と比較して可成り良好な値を示しているにもかかわらず稼行の対象となる油井は未だに認められていない。この事は先に集油構造の見地からは一般に希望的でないとしたが第1には良好な貯溜岩となりうる地層の存在や集油構造が少い点であり、第2には現在既に石油母層が地表に露出しており、蓋岩(cap rock)の存在がないことも考慮される点であろう。第3には鳥海山の南東麓からの原油の分析について国産原油全体から比べた時<sup>1)</sup>、アスファルト分は25%以上の高アスファルト含有率を示し、粘度<sup>2)</sup>は500秒以上の高粘度原油で、揮発油分は10%以下で、A. P. I. ボーメ度(60°F)が20° A. P. I. 以下の最も重質の原油である。秋田地区の八橋、雄物川及び由利一帯の原油が軽質で硫黄分も少なく、新潟県の西山油田一帯の原油が最も軽質で硫黄分も少く、八橋、雄物川原油に比して更に軽質である。この様に現在採油中の原油を比較して既に環境の差或いは石油化の道程の差によつて原油差が生じたと考えることも出来るし、又岩石中に残溜したと考えられる有機物が高沸点溜分のものがより多く存在しナフテン系炭化水素分に豊んでゐるとも考えられる。この様な粘度の高い面を考慮すれば、炭化水素の一部が石油化して移動することが他の地域に比べて不完全で、石油母層と共に残溜した為に抽出量は可成り高い値を示す様になつたという考え方も出来る。

次に残渣物の量は針ヶ岡層の試料と名高山層の湯の沢、袖川間、達上山東の百宅川上流 No. 49, 50 の試料、持子背斜の No. 18, 16 の試料に多い値を示している。鳥海山の原油が重質原油であるから石油母層中の硫黄分も多いと想像されがちであるが、その割合には残渣物の量は左程多くなく、たゞ針ヶ岡層に高い値を示すことが認められる。有機抽出量と残渣物の関係を比較すると、第2図に示す様に新庄盆地の春木川ルート(C)や、増田、一ノ関ルートの岩手県側試料(F)では可成りよい相関関係が認められるが、本地域の試料の分析結果は、この様な関係は認められず、針ヶ岡層と湯の沢附近等の名高山層の残渣物含有の多い試料を除けば、かなりまとまつた関係が認められる。田口一雄<sup>3)</sup>の最近の年表によると秋田山形県境附近に発達するmassive beddingの暗灰色の細土質泥岩が石油地質学上注目すべきことで、この女川層の一部のgroup IIの

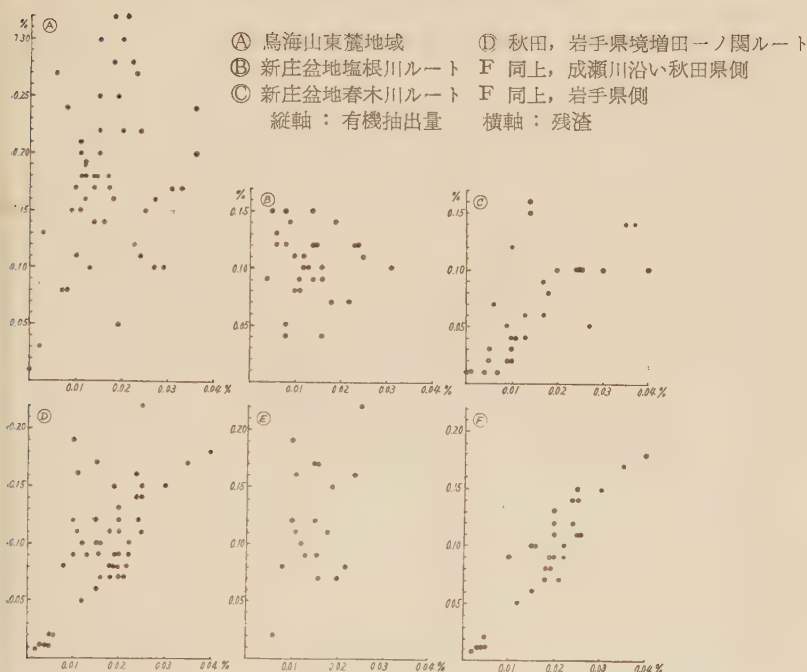
1) 常谷章雄, 岩崎隆久, 黒川広三, 堀尾友一, 井上敬一, 資源技報, 11号, 1~163, 1954, 常谷章雄, 岩崎隆久, 黒川広三, 堀尾友一, 井上敬一, 青山兵五郎, 西方要, 川岸弘, 資源技報, 33号, 1~49, 1959.

2) 粘度は30°Cにおけるレットウッド1号型粘度計による秒数.

3) 田口一雄, 阿部正宏, 前出, 1953, 田口一雄, 石油技協, 23, 135, 1958, 25, 105~113, 1960.



第2図 有機抽出量と残渣との関係



暗天色泥岩の冪冪直線の傾斜が 0.63 で, 船川層の黒色泥岩は 0.67 で非常に一致した値が得られ, 女川層の一部に船川層の堆積環境に共通したものが存在することを裏書きしていると述べている。今回の有機抽出量と残渣物の量よりの考察では, 針ヶ岡層と名高山層とは幾分異つた関係にある様に思われ, 女川層, 船川層の堆積学的考察を種々の角度から検討する必要がある。

有機抽出量の上から岩質との相異はあるが急激な変化は殆んど認められない。しかしながら No. 47, 48, の試料に関しては, 抽出量も残渣物の量も少く春木川ルートで認められた関係に近似する。又 meta shale と称される様な珪質頁岩は他の泥岩, シルト岩に比べて変動が可成り大きい傾向が伺える。この珪質頁岩の堆積環境は幾分異つており, pH と Si 溶解度との関係, 有機物とシリカゲルの親和性, 珪酸塩碎屑物の結晶質非結晶質の差と溶解度との関係等を考慮に入れねばならないし, 珪質頁岩と有孔虫の関係等も吟味する必要がある。

## 5. あとがき

裏日本の新第三紀層の堆積盆地は羽越地向斜の形成, 発展, 分化という一連の地史的変遷の中で地域毎にそれぞれ特有の堆積物をのこしながら今日に及んでいるが, この堆

積盆地<sup>1)</sup>を大きく分類すれば、現在稼行油田の大部分が存在する 出羽丘陵の西側の日本海沿いと、横手盆地、新庄盆地の様な出羽丘陵と脊梁山地との間の内陸盆地、及び脊梁山地に關係する表日本に跨る堆積盆地とがあるが、この堆積盆地の規模、堆積物の層厚並びに岩質の差異は東西方向に可成り変化があるが、我国の油田を形成した根源層と考えられる秋田油田及び新潟油田の代表層序の女川層、船川層と七谷層、寺泊層及びこれらの地層と殆んど空間的つながりをもつ同時代と思われる各堆積盆地の石油母層について筆者は有機物抽出分析を行つた。特に地質学的調査の補助手段として、又石油母層としての potentiality を検討する立場から各々の堆積盆地の代表的試料について吟味と考察を行つている。この結果の一部について既に発表<sup>2)</sup>したが堆積環境の相違は各盆地内でも差違があり、一概に云々することは不可能である。炭化水素の成因的な問題を追求する場合には他の種々の方法によつて吟味せねばならないが、ここで第1の目的としたのは石油母層中の炭化水素の量と地質学的形態を明らかにすることで地質学的な研究とあわせて解析することにより、間接、直接に鉱床の存在形態を把握する為の一方法として行つた。前にも述べた様に有機抽出量は油田と密接な関連をもっており、産油地帯とそうでない地帯との差があらわれている。又全般的に云えることで今後の吟味が必要であるが、現在の褶曲の背斜に近づく試料や地質学的に高まりが推測される様な地域の試料に石油母層としての potentiality が高いことも興味ある点と思われる。この点に関しては最近 R. Scholten<sup>3)</sup>によつて synchronous highs として石油の根源物質としてのプランクトン<sup>4)</sup>も太陽光線と酸素と栄養物を必要とするから、深所からの湧昇流によつてはこぼれた栄養塩と太陽光線、溶存酸素の多い浅所や堆でよく繁殖し、有機物を多量に含む堆積物は附近の凹みにたまり還元状態の場所に保有される考え方を述べており、石油の移動、蓄積に関しても W. C. Gussow<sup>5)</sup>によつて secondary migration は充分な地層の傾斜或いは水圧勾配が得られたときに行なわれるもので synchronous highs の場所と地層の状態は非常に好ましい条件を備えていると述べている。

この報文を草するにあたり御指導並びに御教示を賜つた牛島信義教授、加藤磐雄助教授に厚く感謝の意を表する。又貴重なコア、カッティング試料を御恵与いただいた帝国石油株式会社、石油資源開発株式会社各位に謝意を表する。

1) 北村信, 新生代の研究, 26, 564~578, 1958, 東北大学理学部地質学古生物学教室研究報文報告, 49, 1~98, 1959.

2) 阿部正宏, 前出, 1959, 加藤磐雄, 阿部正宏, 前出, 1959, Kato, I., and Abe, M., 前出, 1960, 阿部正宏, 前出, 1960.

3) Scholten, R., Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 43, 1793~1834, 1959.

4) Emery and Rittenberg によれば現世堆積物においても深い所は酸素の欠如のためバクテリアの活動も殆んどないと述べられている。

Emery, K. O., and Rittenberg, S. C., Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 36, 735~806, 1952.

5) Gussow, W. C., Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 39, 547~574, 1955.

## 桂岡附近の鉍化帯にみられる磁鉄鉍と

## その他の鉄鉍物について

On the magnetite and other iron-oxide minerals  
of the Katsuraoka mineralized zone, Hokkaido

成 田 英 吉 (Eikichi Narita)\*

平 間 正 男 (Masao Hirama)\*

**Abstract :** Several types of ore deposits are arranged in the Katsuraoka mineralized zone, which contains the unique magnetite deposits of the Katsuraoka mine, Hokkaido.

The distinctive variations in mineral paragenesis of magnetite, such as spinel-pyroxene-biotite, garnet-diopside or actinolite-epidote-quartz-sulphide minerals and lattice parameter of magnetite and other iron-oxide minerals of the deposits are the features which attract the most attention. These characteristic features are differentiated according to the depositional stages of formation of each mineral.

## 1. は じ め に

桂岡鉍化帯中には、種々の鉍石鉍物が出現するのであるが、その鉍化の各期にわたつて、磁鉄鉍、赤鉄鉍などの鉄の酸化鉍物がみられる。これらは、お互に異つた共生関係であられ、それぞれの条件に応じて、磁鉄鉍としての変化をしめす点に興味のもたれるものがある。この変化について、光学的、X 綫的、化学組成上での検討を行つた。

## 2. 各期にみられる酸化鉄鉍

本地域の鉍化作用については、すでに報告<sup>1)</sup>した如く、

- (1) 初期の変質作用…… (鉍床のまわりを包む尖晶石—角閃石—黒雲母変質帯構成)
- (2) 石灰—珪酸塩変質作用 (I) と磁鉄鉍、磁硫鉄鉍の沈澱 …… (柘榴石—透輝石—磁鉄鉍床、ヴェスブ石—透輝石—磁硫鉄鉍床の本体の構成)
- (3) 石灰—珪酸塩変質作用 (II) と磁鉄鉍、硫化物の沈澱 …… (磁鉄鉍床、硫化鉄鉍床の低品位部をしめる陽起石—緑簾石—石英—磁鉄鉍—硫化物構成)
- (4) 珪化作用と黄鉄鉍の沈澱 …… (硫化鉄鉍床とそのまわりをとりまく電気石—絹雲母—石英変質帯構成)
- (5) 黄鉄鉍・閃亜鉛 鉍細脈の形成 …… (鉍化帯中主に鉍体をきる終末期の硫化物細脈の構成)

\* 北海道大学理学部地質学鉍物学教室

1) 成田英吉, 鉍山地質, 7, 243~253, 1957.

の順序をもつて行なわれ、これらの鉱化作用の中で鉄の酸化鉱物のみられる時期は、(1)、(2)、(3) の hypogene の時期にみられるものと、この鉱化作用後の supergene の酸化帯にともなわれるものがある。

### 3. 磁鉄鉱の鏡下の観察

a. 尖晶石—単斜輝石—黒雲母—磁鉄鉱、この共生は、鉄興社鉱山西部地域にみられ、鉱体のまわりをとりまく初期の変質相のもので細脈をつくる。この細脈中の磁鉄鉱は、一般に他形で、雲母やその他の珪酸塩鉱物の粒間を埋め、暗灰色でその大きさは 0.1~0.6 mm である。これは例外なしにチタン鉄鉱と共生し、緑色尖晶石を伴っている (第 1 図 a)。チタン鉄鉱は、条状の大形のものや葉片状の微細のものなどがみられる。微細なものは磁鉄鉱の (111) 面に配列する格子状の構造を作っている (第 1 図 b)。

b. 柘榴石—単斜輝石—磁鉄鉱 この組合わせは、桂岡鉱山、竜玉鉱山の磁鉄鉱々にみられるもので、この相の磁鉄鉱は、柘榴石、透輝石と共生するが、主体をなすものは磁鉄鉱のみの集合体となつて珪酸塩鉱物を伴わない場合が多い。又磁鉄鉱以外の鉱石鉱物と共生する場合も少なく、稀に点滴状の黄銅鉱、磁硫鉄鉱を包裹する場合、あるいは少量の黄銅鉱、二次的な白鉄鉱、黄鉄鉱をとともなう場合がみられる。この磁鉄鉱は、粒状、粗粒で 1~1.5 mm 前後の自形ないし半自形のものが多く、反射色は、尖晶石—単斜輝石—黒雲母脈に含まれる含チタン磁鉄鉱に比べて若干明るく淡褐灰色をしめす。

c. 陽起石—緑簾石—石英—赤鉄鉱—磁鉄鉱—硫化鉱物 この共生関係は、桂岡鉄山、第二鉱床、大平鉱山下部鉱床にみられる。この相の磁鉄鉱は、

第 1 表 磁鉄鉱の X 線粉末廻折線

	1	2	3	4
(111)	4.85 w	4.83 m	4.84 m	2.97 m
(220)	2.97 m	2.96 m	2.97 s	2.71' m
(311)	2.53 s	2.53 s	2.53 vs	2.53' s
(222)	2.42 w			2.43 m
				2.21' w
(400)	2.099 s	2.096 s	2.097 s	2.097 w
				1.820 w
(422)	1.714 w	1.717 w	1.717 w	1.714' w
(511)	1.617 m	1.615 w	1.615 m	1.615 m
				1.565' w
(440)	1.485 m	1.483 m	1.483 m	1.485 m
(620)		1.327 m	1.328 w	
(533)	1.282 m		1.279 w	
(642)		1.118 w	1.119 w	
$a_0 =$	8.397 $\pm$ 0.001	8.384 $\pm$ 0.005	8.393 $\pm$ 0.001	8.394 $\pm$ 0.005

1 岐阜県吉城郡河合村小鳥川支流。2 檜山郡鉄興 鉱山 西部鉱床 尖晶石—単斜輝石—黒雲母脈中の含チタン磁鉄鉱。3 檜山郡桂岡鉄山第 1 鉱床 柘榴石—透輝石相中の磁鉄鉱。4 檜山郡桂岡鉄山第 2 鉱床 陽起石—緑簾石—石英—硫化物相中の磁鉄鉱、赤鉄鉱。

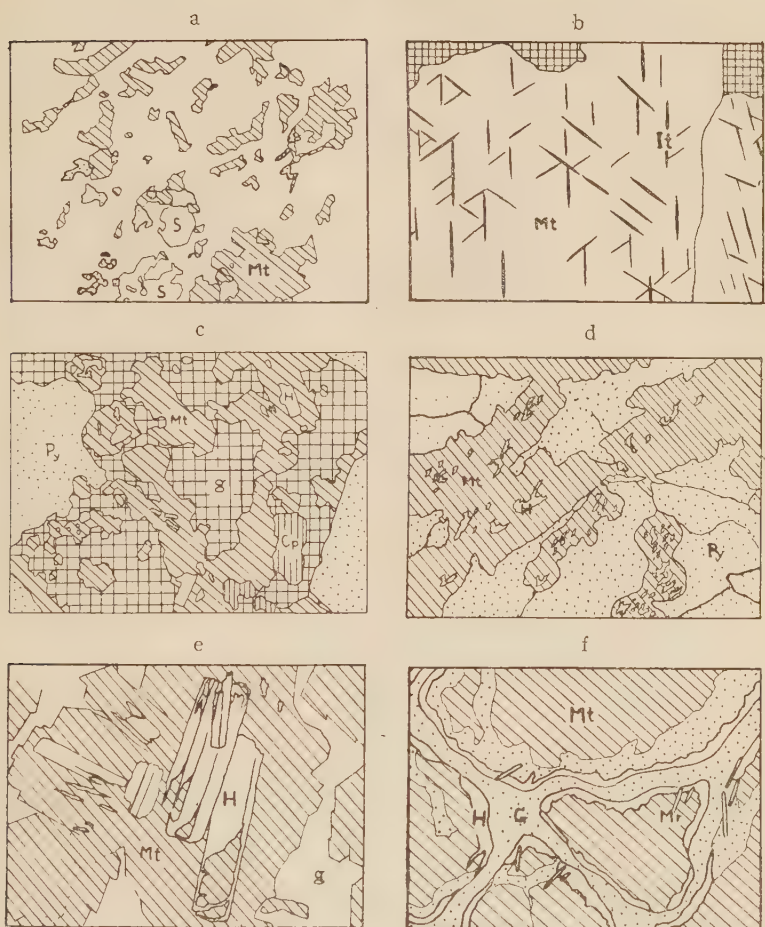
少量の黄銅鉱や比較的多量の黄鉄鉱のような硫化鉱物を伴っている。これは、一般に自形性強く、粒状あるいは板状で赤鉄鉱を交代した構造をしばしば残す。赤鉄鉱は、磁鉄鉱結晶の内部に多くみられ、自形板状 (第 1 図 d) あるいは不規則な形 (第 1 図 c) をもち、一見磁鉄鉱を交代して形成したようにみえるが、高倍率の鏡下では、逆に板状の赤鉄鉱を交代して磁鉄鉱が形成されている (第 1 図 e)。

### 4. X 線粉末廻折線と化学成分

以上にしめした、各相の磁鉄鉱、赤鉄鉱の X 線粉末廻折線および単位格子恒数を第 1 表に、柘榴石—透輝石相の磁鉄鉱の化



第 1 図



- a 尖晶石—単斜輝石—黒雲母脈  
S. 尖晶石, Mt. 含チタン磁鉄鉱, Py. 黄鉄鉱。
- b 尖晶石—単斜輝石—黒雲母脈中の含チタン磁鉄鉱 Mt. 含チタン磁鉄鉱 Il. チタン鉄鉱。
- c 陽起石—緑簾石—石英—硫化物相  
Mt. 磁鉄鉱, H. 赤鉄鉱, Cp. 黄銅鉱, Py. 黄鉄鉱, g. 脈石鉱物。
- d 同相。Mt. 磁鉄鉱, H. 赤鉄鉱, Py. 磁鉄鉱を交代する黄鉄鉱。
- e 同相。Mt. 赤鉄鉱から変つた板状磁鉄鉱, H. 赤鉄鉱, g. 脈石鉱物。
- f 酸化帯にみられる柘榴石—透輝相中の磁鉄鉱 Mt. 残留する磁鉄鉱, Mr. マルタイト, H. 二次赤鉄鉱, G. 褐鉄鉱 (geothite)。

第2表 桂岡鉄山第1鉱床柘榴石—透輝石相中の磁鉄鉱の化学分析値と分子比計算値

Wt%		wt%	
FeO	28.69	CaO. SiO <sub>2</sub>	2.89
MgO	1.92	MgO. SiO <sub>2</sub>	4.82
MnO	0.27	FeO. SiO <sub>2</sub>	0.80
CaO	1.35	MgO. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60.51	FeO. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.52	CaO. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nil	MgO. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nil	MnO. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.89
TiO <sub>2</sub>	0.45	FeO. V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—
SiO <sub>2</sub>	4.69	FeO. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—
	99.40	FeO. TiO <sub>2</sub>	0.85
		FeO. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	86.65
		γ-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.49
			100.00

学成分および分子比計算値を第2表に、微量成分を第3表に示した。なお比較のため、飛弾山地の磁鉄鉱のX線廻折線をあわせて表示した。磁鉄鉱の単位格子恒数は、silicon の CoK 2θ = 49°930 の線を基準として補正し計算した。柘榴石—透輝石相の磁鉄鉱をのぞいて、他の磁鉄鉱は、分離が困難なため混合資料をもちいた。そのため、1および3の Al, Mg, Ca の値は脈石鉱物の成分の価をもしめている。

第3表 磁鉄鉱の微量成分

	Au	Ca	B	Al	Ti	Mg	CO	Ni
1	+	+	+	+++	+++	+++	+	—
2	+	—	—	+	+	+	—	+
3	+	+	—	+++	+	++	—	—

1 鉄興社鉱山西部鉱床 尖晶石—単斜輝石—黒雲母脈中の含チタン磁鉄鉱。2 桂岡鉄山 柘榴石—透輝石相中の磁鉄鉱。3 桂岡鉄山 陽起石—緑簾石—石英—硫化物相中の磁鉄鉱。

第1表から知られるように、各期の磁鉄鉱は若干異つた格子面間隔をしめている。飛弾山地の磁鉄鉱の単位格子恒数は桂岡地域の磁鉄鉱に比べて一般に大きく、第1表に示したように  $a_0 = 8.397 \pm 0.001 \text{ \AA}$  をしめす。Basta<sup>1)</sup> は、Bisberg からの比較的純粋な磁鉄鉱について精密な測定を行い、 $a_0 = 8.3963 \pm 0.0005 \text{ \AA}$  の値を計算している。これは、飛弾山地の磁鉄鉱のそれと接近した値をしめている。本地域にみられる各相の磁鉄鉱は、いずれもこれらより小さい値をしめている。

Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> の単位格子恒数は、多数の研究者によつて測定されているが、その測定値にはかなりの相異がある。この原因としては陽イオン置換や格子欠損が考えられている。陽イオン置換については、一般にFe に対して Mn<sup>++</sup>, Ti<sup>++</sup> が置換する場合には、格子面間隔は大きくなり、その他の Mg<sup>++</sup>, Ni<sup>++</sup>, CO<sup>++</sup>, Cr<sup>+++</sup>, Al<sup>+++</sup> が置換する場合には縮小すると言われている。

尖晶石—輝石—黒雲母脈に伴なわれる含チタン磁鉄鉱の単位格子恒数は  $a_0 = 8.384 \pm 0.005 \text{ \AA}$  をしめし、Basta<sup>1)</sup> によつて計算された磁鉄鉱あるいは飛弾山地の磁鉄鉱の

1) Basta. E. Z., Min. Mag., **31**, 431~442, 1957.

しめす値に比べて小さな値をしめしている。このことは、反射顕微鏡でみとめられるチタン鉄鉱、あるいは、微量成分にしめされている Ti の含有量から想定される格子恒数の増大とは逆の現象をしめしている。これに類する現象については、Basta<sup>1)</sup> が  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  と  $\gamma\text{-FeTiO}_3$  との混晶によつて説明し、それに引用された Magnet Cove, Arkansas, U. S. A. の magnesio-titanomagnetite (Newhouse & Glass<sup>2)</sup>) の単位格子恒数は  $a_0 = 8.388 \text{ \AA}$  で、本地域の含チタン磁鉄鉱のそれと類似した値をしめしている。

Basta<sup>3)</sup> は、X 線によつて決定された格子恒数のみによつて、その原因が格子欠損によるものかイオン置換によるものかを決定することは困難であると述べているが、本地域の含チタン磁鉄鉱は反射顕微鏡下の観察や、分光分析の結果からみれば、ここには  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  と  $\gamma\text{-FeTiO}_3$  の混晶の問題をも併せて考慮する必要がある。しかしこれはまだ含チタン磁鉄鉱の精密な分析によつて確められねばならないことであり今後の問題として残される。

柘榴石—透輝石相にみられる磁鉄鉱の格子恒数は、比較的大きな値をしめし  $a_0 = 8.993 \pm 0.001 \text{ \AA}$  をしめす。この磁鉄鉱の格子恒数、化学組成は、かなり理論値に近い値をしめし、 $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$  に対する  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$  の値は、0.49wt% をしめるのみである。

陽起石—緑簾石—石英—硫化物組合せに伴なつてみられる磁鉄鉱の格子恒数は、比較的大きな値をしめし、柘榴石—透輝石相のものほとんど変わらない値をしめしている。この磁鉄鉱の組成は、第3表にみられるように母岩中の珪酸塩鉱物に伴なわれる Al, Mg, Ca 以外は少量の Au, Ti がみられるのみで、磁鉄鉱中の陽イオンを交換するような成分は極めて少ないものと推定される。

## 5. 考 察

磁鉄鉱の反射顕微鏡的観察や、X 綫的性質、化学成分などにみせる相違は、上にのべた各々の共生関係にしめされる異つた条件下で形成された結果とみられる。

尖晶石—単斜輝石—黒雲母脈に伴なわれる磁鉄鉱には、チタン鉄鉱が格子状に共生する。磁鉄鉱とチタン鉄鉱の格子状の共生関係については離溶関係をしめすものとして以前から多くの報告があつて、Edwards<sup>4)</sup> は、磁鉄鉱、チタン鉄鉱の高温な固溶体から、ゆるやかな冷却の過程をへて形成されると結論されている。この点は、またこれが尖晶石と共生関係をしめすことをみてもかなり高温な条件で形成されたことは明らかである。

柘榴石—透輝石相は、その共生関係がしめすように、珪質岩石にみられる輝石ホルンフェルス相に相当する石灰珪酸塩変成相をしめす。この相の磁鉄鉱は、陽イオン交換、欠損度の共に少ない性質をしめし、比較的完全な磁鉄鉱として形成されている。

陽起石—緑簾石—石英—硫化物相にみられる磁鉄鉱は、鏡下の観察から明らかに、硫化物と共生し、赤鉄鉱を交代して形成された様子をしめしている。このような

1) Basta, E. Z., Econ. Geol., **54**, 698~719, 1959.

2) Newhouse, W. H. and J. P. Glass, Econ. Geol. **31**, 699~711, 1936.

3) Basta, E. Z., 前出, 1957.

4) Edwards, A. B., Textures of the ore minerals, 1954.

例は、秩父鉍山<sup>1)2)</sup>、釜石鉍山<sup>3)</sup>の磁鉄鉍や、新第3紀中新世の浅熱水性鉍床に伴なわれる磁鉄鉍にもみられる。又、Schöne Anfang<sup>4)</sup>の鉍床にも報告されている。秩父鉍山の例や、新第3紀の浅熱水性鉍床にもみられる磁鉄鉍は sulphur compound による赤鉄鉍の還元作用として形成され、本山鉍山にみられる例では、赤鉄鉍が黄銅鉍に交代される部分のみ赤鉄鉍の仮晶をもつ磁鉄鉍の形成がみられる。この相の磁鉄鉍も硫化鉍物と密接な関係をもつて形成されていることから、その成因は類似のものと推定される。

このように、高温な状態から、中熱水性とされる各相にわたつて、そこにあらわれる磁鉄鉍の性格には明らかに異つたものをみる事が出来る。

#### 附. 酸化帯にみられる酸化鉄鉍

桂岡鉄山、竜王鉍山磁鉄鉍床露天地域の鉍石は、多量の褐鉄鉍を伴う鉍石として知られている。これは、柘榴石—透輝石相の磁鉄鉍を交代して、赤鉄鉍、マルタイト、褐鉄鉍が形成されている。鏡下の観察では、第1図 a にしめたごとく、赤鉄鉍・褐鉄鉍は、磁鉄鉍の周辺部、あるいは、磁鉄鉍中の裂隙の周辺部を交代して形成される。マルタイトは磁鉄鉍中に格子状の構造を作り破砕部附近に良く発達する。又これは、磁鉄鉍の周辺部に不規則な針状の結晶を作る。これらの構造は、明らかな二次生成をしめす。この様なマルタイトや赤鉄鉍の形成については、Gruner<sup>5)</sup>、Geijer<sup>6)</sup>、Weinert<sup>7)</sup>などは天水の作用によるものと考えている。この地域のこれらについては、この鉍化作用の終末期の黄鉄鉍細脈と共に褐鉄鉍化すること、酸化帯が極く地表部近くに限られること、酸化帯中には褐鉄鉍化した木の葉が挟在することなどから、筆者は supergene の酸化作用によるものと考えて来た。また、この地域には、茂賀利、勝山鉍山の重晶石鉍床にもなわれる褐鉄鉍や、神明鉍山の褐鉄鉍々床が知られている。桂岡鉄山地域の鉍化作用後の浅成二次変質作用は、これらの成因と共に考えていかねばならない問題と思われる。

釜石鉍山の磁鉄鉍の褐鉄鉍化は、竹内その他によれば、本地域のものと逆に低温型の磁鉄鉍、すなわち雲母鉄鉍磁鉄鉍が褐鉄鉍化されやすいと報告され、それについて磁鉄鉍の偏倚性から説明している。この地域の磁鉄鉍の偏倚性は比較的小さく、更に柘榴石—透輝石と共生する高温型磁鉄鉍に特徴的な褐鉄鉍化が認められる。これらのことは、この地域の褐鉄鉍化の原因が磁鉄鉍内部の偏倚性によるものでなく、むしろ外的な条件、すなわち酸化帯それ自体の機構にもとめられるものと考えられる。

本報告を出すにあつて、終始御指導をいただいた北海道大学理学部助教授舟橋三男氏、分光分析、化学分析について種々御指導いただいた同助教授戸田賢二氏、同助教授勝井義雄氏に深く感謝の意を表する。

1) 宮沢俊哉, 鉍山地質, **4**, 139~146, 1954.

2) 高昌彰, 地質雑, **56**, 234~235, 1950.

3) 竹内常彦・南部松夫・和田成人, 岩鉍, **37**, **75**, 1953.

4) Daner, E., Neu. Jhr. Min. Geol. B. Bd. **53**, Abt. A, 197~208, 1926.

5) Gruner, J. W., Econ. Geol., **17**, 1~14, 1922.

6) Geijer, P., Econ. Geol., **26**, 437, 1931.

7) Weinert, F., Econ. Geol., **28**, 68, 1933.



## INTAKE OF PHOSPHATE BY INDIAN AND GEORGIA KAOLINITES

S. K. DE

*Chemical Laboratories, University of Allahabad, Allahabad, India*

It has generally been suggested by Mitra and Prakash<sup>1)</sup> that the retention of phosphate ions by minerals may possibly be of three types: (1) counter ion exchange, (2) precipitation and (3) exchange of phosphate with ions on the surface of the solid. Counter ion exchange being a rapid reaction does not seem to play any appreciable role in the phenomenon of phosphate fixation by clay minerals<sup>2)</sup>. Majority of the workers believe that the last two reactions exert greater influence on the process than the former<sup>3)</sup>. With the intake of phosphate by kaolinites, the last mechanism has especially been associated, although, emphasis has also been put on the occurrence of reaction (2) in the process<sup>3)</sup>. In the present study, an attempt has been directed to see how far the reactions (2) and (3) could be associated with the phenomenon of phosphate intake by an Indian sample of kaolinite (Jink Pani, Bihar) and also whether there is any possibility of penetrating into the primary factor influencing the process more, by performing a similar study with a kaolinite sample of Georgia and judging the nature of their reactions with phosphates on the basis of their chemical composition. De<sup>4)</sup> noted that by following such comparative studies with clay minerals it becomes easier to indicate the actual factor which influences the fixation process more widely than the others.

In view of undoubted difficulty with complex adsorbents, the

1) Mitra, S.P. and Prakash, D., Nat. Acad. Sci. Proc. (Ind.) **24A**, 169, 1955.

2) Borland, J.W. and Reitemeier, R.F., Soil Sci., **69**, 251, 1950, Krishnamoorthy, C. and Overstreet, R., Soil Sci., **69**, 41, 1950.

3) Dean, L.A., Advances in Agron., **1**, 391, 1949.

4) De, S. K., Doctoral Thesis, Univ., Alld., 1960.

terms adsorption, fixation, retention and intake have been synonymously used in the following lines.

#### EXPERIMENTS

The adsorption experiments were carried out with the kaolinites at 30°C from  $\text{H}_3\text{PO}_4$ ,  $\text{CaHPO}_4$ ,  $\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$ ,  $\text{NaH}_2\text{PO}_4$ ,  $\text{NH}_4\text{NaHPO}_4$ ,  $\text{Na}_2\text{HPO}_4$ ,  $(\text{NH}_4)_3\text{PO}_4$  and  $\text{Na}_3\text{PO}_4$  at pH values 3.9 to 8.4.

2.5gm. of the minerals (100 mesh sieved) were taken in several 250 ml. conical flasks and treated with 100 ml. of the phosphate solutions. The mixtures were shaken in a mechanical shaker for an hour, and kept for 48 hours in a thermostat at 30°C. The supernatant liquid was analysed volumetrically for  $\text{P}_2\text{O}_5$  content by the usual ammonium phosphomolybdate method. The chemical analyses of the minerals were carried out by the procedures described by Washington<sup>1)</sup> and Piper<sup>2)</sup>.

The sample of Indian kaolinite was obtained from Bihar, and Georgia kaolin from Ward's Natural Science Establishment, Inc., U.S.A. The X-ray analyses of the minerals were originally performed by late Dr. S.P. Mitra.

In the above tables it may be seen that the amount of fixation by both the minerals from the different phosphate solutions was enhanced as the concentration of the adsorbates was increased. This reversion was diminished, however, with increased alkalinity of the phosphate solutions.

Further, the Indian sample of kaolinite (Jink Pani, Bihar) seemed to be a greater adsorbent of phosphate ion than the sample of kaolinite obtained from Georgia.

The graph of  $\log x/m$  (logarithm of the amount of phosphate adsorped per unit gram) against  $\log c$  (logarithm of the final concentration) has also been drawn to find the validity of Freundlich's adsorption isotherm rule in the present investigation.

---

1) Washington, S.H., *The Chemical Analysis of Rocks*, 4th. Ed. 1930.

2) Piper, C.S., *Soil and Plant Analysis*, 1947.

Table 1. Comparative capacity of adsorption of kaolinite (Jink Pani, Bihar) for phosphate ion at 30°C.

Initial conc. (mgm.)	Adsorption (x/m) (mgm.)							
	H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	CaHPO <sub>4</sub>	NH <sub>4</sub> H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub>	NaH <sub>2</sub> PO <sub>4</sub>	NH <sub>4</sub> NaHPO <sub>4</sub>	Na <sub>2</sub> HPO <sub>4</sub>	(NH <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	Na <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>
33.8046	6.0316	4.8080	4.1768	3.3001	2.9540	2.3360	1.8168	1.2236
16.9023	3.4978	2.9169	2.6697	2.3731	2.1259	1.8787	1.5697	0.8404
8.4516	1.5573	1.2433	1.0629	0.9540	0.8281	0.7164	0.5685	0.4573
4.2258	0.8652	0.7539	0.6303	0.5932	0.4820	0.4326	0.3831	0.2842
2.1129	0.3090	0.2719	0.1977	0.1606	0.1483	0.1236	0.0741	0.0494
1.0564	0.1359	0.0865	0.0741	0.0618	0.0494	0.4324	0.0308	0.0185

Table 2. Comparative capacity of adsorption of kaolinite (Georgia) for phosphate ion at 30°C.

Initial Conc. (mgm.)	Adsorption (x/m) (mgm.)							
	H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	CaHPO <sub>4</sub>	NH <sub>4</sub> H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub>	NaH <sub>2</sub> PO <sub>4</sub>	NH <sub>4</sub> NaHPO <sub>4</sub>	Na <sub>2</sub> HPO <sub>4</sub>	(NH <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	Na <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>
33.8046	5.6485	4.4248	3.8192	2.9416	2.5832	1.9652	1.5820	0.9640
16.9023	3.3124	2.7315	2.4843	2.3113	1.9405	1.6933	1.2607	0.5932
8.4516	1.4584	1.1494	0.9640	0.8771	0.7292	0.6303	0.4696	0.3584
4.2258	0.8157	0.7045	0.5809	0.5438	0.4326	0.3955	0.3338	0.2348
2.1129	0.2842	0.2443	0.1730	0.1359	0.1236	0.0988	0.0494	0.0308
1.0564	0.1236	0.0741	0.0618	0.0494	0.0432	0.0308	0.0185	0.0061

Table 3. Chemical analyses of kaolinites used in the present studies (Ovendry basis)

	Kaolinite (Jink Pani, Bihar)	Kaolinite (Georgia)
Loss on Ignition	10.46 wt%	10.25 wt%
SiO <sub>2</sub>	51.11	51.55
Sesquioxides	12.25	11.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.12	1.20
CaO	0.525	0.462
MgO	0.786	0.662
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.098	0.088
Available P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (1% citric acid)	0.0089	0.0080
	6.1 pH	6.3 pH
Exchangeable (m.e./100gm.)	38.20	37.12
	20.12	20.00
	0.05	0.08

Table 4. pH of the phosphate solutions containing 33.8046 mgm. of  $P_2O_5$ /100ml. of the phosphate solutions

Phos- phate	$H_3PO_4$	$CaHPO_4$	$NH_4H_2PO_4$	$NaH_2PO_4$	$NH_4NaHPO_4$	$Na_2HPO_4$	$(NH_4)_3PO_4$	$Na_3PO_4$
pH	3.9	4.3	4.6	5.8	7.8	8.1	8.2	8.4

## DISCUSSION

From the foregoing lines it is evident that the phosphate ions from the different phosphate solutions were adsorbed by the kaolinite samples under different conditions of phosphate concentration and on the nature of the phosphate taken. The adsorption of phosphate by these minerals varied in amounts, plausibly influenced by the varying factors of the adsorbing systems.

There is considerable divergence of opinions regarding the mechanism of phosphate fixation in the systems containing kaolinite. From the nature and measure of adsorption it appears that in the present investigation the process has primarily been influenced by the following two reactions: (1) exchange of phosphates with ions on the surface of the solid, and (2) precipitation.

The importance of kaolinitic minerals in phosphate and other anion exchange reactions has been emphasized by most of the workers in the line<sup>1)</sup>. The manner in which the hydroxyl ion are exchanged from the hydrated sesquioxides by phosphate ions is said to occur also in their replacement from kaolinitic minerals. A number of workers have, however, concluded that the procedures adopted for the study of anion exchange capacity have not been mild enough to avoid any decomposition of the kaolinites and this provided conditions for the formation of one of the important hydrated sesquioxides viz, hydrated aluminium oxide. The compound becomes quite active in the system and plays important role in the phosphate exchange reactions. The exchange of hydroxyl ions by phosphate ions in kaolinite has also been supported by Buswell and Dudenbastel<sup>2)</sup> on the basis of infrared absorption

1) Giesecking, J.E., *Advances in Agron*, **1**, 159, 1949.

2) Buswell, A.M. and Dudenbastel, B.F.J., *Amer. Chem. Soc.*, **63**, 2554, 1941.



studies. The possibility of such exchange reactions was supported further by McAuliffe et al.<sup>1)</sup>, who while making additional exchange between deuterium-tagged hydroxyl ions in solution and ordinary hydroxyl ions on the hydrated oxides and clay mineral surfaces. On the basis on structural arrangements of hydroxyl ions in kaolinite, it can be suggested that the exchange between the phosphate ion in solution and the hydroxyl ions of the crystal lattice account for the phosphate fixing capacity of kaolinite. The record of high phosphate fixation by the two kaolinite samples from acid phosphates and the reduction of this fixation from phosphates of increased alkaline reaction lends support to the contention that hydroxyl ions were exchanged from kaolinite crystal lattice for phosphate ions. According to Pauling<sup>2)</sup> and Gruner<sup>3)</sup>, the kaolinite packet has on one side a plane of oxygen ions in hexagonal arrangement, and on the other plane of closely packed hydroxyl ions. Therefore, it appears that in clays of the kaolinite group only hydroxyl groups on outer planar surfaces and on edges are accessible for exchange with phosphate ions. The possible occurrence of simple substitution of phosphate for hydroxyl ions on kaolinite minerals has also been presented by Stout<sup>4)</sup>.

From the record of greater adsorption from acid phosphate solutions, it also appears that besides exchange reactions, the precipitation of iron and aluminium phosphates contributed to a great extent the adsorption of phosphate ions by the two samples of kaolinite. Low and Black<sup>5)</sup> observed that from strong phosphate solutions, the formation of an aluminium phosphate compound from the decomposition of clay might lead to the reversion of phosphate. It is, however, generally believed that over short intervals of time and in dilute solutions decomposition of the clay does not occur. Under such circumstances, it rather appears that a chemical

1) McAuliffe, C.D. and Hall, M.S., Soil. Sci. Soc. Amer., Proc., **12**, 119, 1947.

2) Pauling, L.N., Nat. Acad. Sci., Proc. U.S.A. **16**, 123, 1930.

3) Gruner, J.W., Krist., **83**, 75, 1932.

4) Stout, P.R., Soil. Sci., Soc. Amer., Proc., **4**, 177, 1939.

5) Low, P. F. and Black, C. A., Soil. Sci Soc. Amer., Proc., **12**, 180, 1947.

adsorption of the phosphate takes place, and Prakash<sup>1)</sup> observed that the only attractive theory that could be given under such conditions was that the phosphate could react with the adsorbed aluminium ions or hydrous aluminium oxide surface films resulting from the weathering of the clay crystal. From the dilative study of the reactions of phosphate with ground kaolinite, Sieling<sup>2)</sup> concluded that the chief reaction was not between phosphate and kaolinite but between a product of grinding, possibly a hydrous alumina, such as A100H, and that hydroxyl ions were released during the reaction. This seems to be one of the causes for the high fixation of phosphate by the Indian kaolinite in comparison to the sample of kaolinite obtained from Georgia inspite of the fact that the mineral contains more iron and less sesquioxide than the former (vide table 3). It is interesting to note that phosphate fixation by the minerals has considerably been influenced by the silica/sesquioxide ratio (ss), increased adsorption having occurred with the mineral (Indian kaolinite) of low as value. From a comparative study of the adsorption capacity of the two kaolinites and judging it on the basis of their chemical composition, it is undoubtedly that this factor has made its impact felt above all other factors under suitable pH conditions of the medium. The small adsorption of phosphate by kaolinite from alkaline phosphates may be conjectured either due to the absence of suitable conditions for exchange reactions, in which hydroxyl ions are released from the crystal lattice or due to the small activity of its iron and aluminium contents in presence of an increased number of hydroxyls in the systems. While the possibility of the fixation of phosphate by kaolinite as insoluble precipitate of calcium under such pH conditions can not be fully ignored because the samples of these minerals contain small amount of calcium oxide and exchangeable calcium, it is rather more plausible to think that whatever amount is adsorbed by kaolinite the main reaction may be due to a process of exchange between phosphate of the solution and hydroxyl of the crystal lattice or hydroxyl of the hydrous aluminium oxide surface films.

1) Prakash, D., Doctoral Thesis, Univ. Alld., 1956.

2) Sieling, D.H., Soil. Sci. Amer., Proc., **11**, 161, 1946.

By plotting the graph of  $\log x/m$  (logarithm of the amount of phosphate adsorbed per unit gram) against  $\log c$  (logarithm of the final concentration), it was found that Freundlich's isotherm rule is not obeyed since the curves are not linear. From this it may be said that the adsorption phenomenon taking place is not a purely

Fig. 1 Adsorption of phosphate ion by kaolinite (Jink Pani, Bihar)

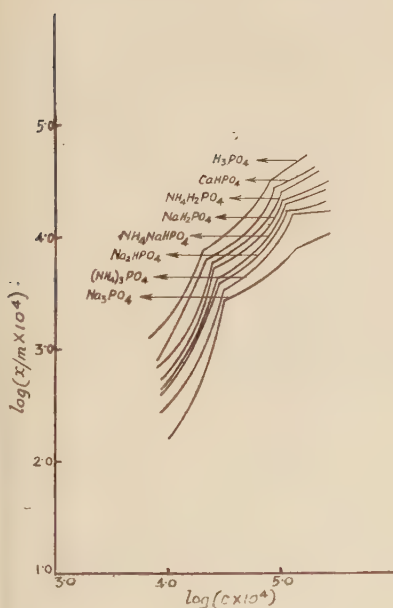
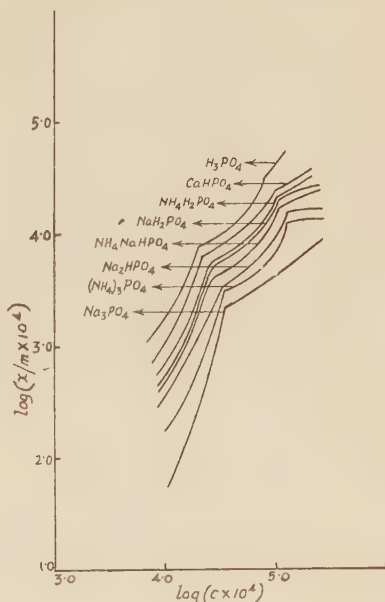


Fig. 2 Adsorption of phosphate ion by kaolinite (Georiga)



physical process and may probably be occurring in multilayers. On a perusal of Figs. 1 and 2, it may be seen that the curves are, in general, identical in nature and they run almost parallel to each other at very close intervals. This suggests that the interactions in all the cases are similar. This lends support to our view that phosphate fixation by both the minerals occurs as a result of similar reactions involving release of hydroxyl ions with the formation of compound-like products.

## SUMMARY

Phosphate adsorption capacity of two samples of kaolinites (Indian kaolinite and Georgia kaolinite) was studied with eight phosphate solutions of different pH. A comparison is made between their adsorbing capacities for phosphate ions in order to arrive at reasonable explanations for this phenomenon. The adsorption of phosphate ions by kaolinites is said to involve release of hydroxyl ions from the minerals which may be a simple substitution or it may be due to reactions with hydrous iron oxide or hydrous aluminium oxide surface films. This conclusion is made on the basis of higher adsorption from acid phosphate solutions since there is greater possibility of release of hydroxyl ions in such media. In the acidic medium, adsorption is said to be primarily due to the precipitation of iron and aluminium phosphates while in the alkaline medium it is mainly due to the formation of calcium and magnesium phosphates. At all pH levels studies Indian kaolinite recorded higher adsorption of phosphate ions than Georgia kaolinite, since in the former a lower silica/sesquioxide ratio and a higher content of two important divalents were observed in comparison to the latter.



### 鉱物学及び結晶学

8382, 異常原子価状態の  $\gamma$ -ロムを含む  
合成ペロプス石及び磷灰石 Johnson,  
W.

$\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  の混合物から種々の ferrite を合成中表記の新化合物を見出した。その一つは dicalcium ferrite ( $2\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) 中の  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  の一部を  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  で置換した様な成分、即ち  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  及び 蓚酸第一鉄を混合し、最初  $1000^\circ\text{C}$ , 1hr 加熱して炭酸塩、蓚酸塩を分解した後更に粉碎成型後  $1200^\circ\text{C}$ , 5hr 加熱して得られるものである。 $\text{Cr}^{3+} \rightarrow \text{Cr}^{6+}$  の酸化により Cr は 6 価として存在し、 $3\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{CrO}_3$  即ち  $3\text{CaMO}_3$  で表わされ、M は  $\text{Fe}^{3+}$  と  $\text{Cr}^{6+}$  を 2:1 の割合で含み M の平均原子価は 4 価となつて、ペロプス石  $\text{CaTiO}_3$  型化合物に相当する。実際に  $\text{Ca}_4(\text{Fe}, \text{Cr})_4\text{O}_{11}$  の化学成分をもち  $\text{GdFeO}_3$  と同形で、 $a_0 = 5.415$ ,  $b_0 = 5.489$ ,  $c_0 = 7.480 \text{ \AA}$  である。もう一つの化合物は  $\text{CaCO}_3$  と  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  の混合物を  $900^\circ\text{C}$ , 24h 加熱して得られたもので、 $\text{Cr}^{3+}$  の一部が  $\text{Cr}^{6+}$  に酸化され、Cr 全体の平均原子価が 5 価となり、更に空気中から  $\text{H}_2\text{O}$  を吸収して  $\text{Ca}_5(\text{CrO}_4)_3 \text{OH}$  の化学成分をもち、 $a_0 = 9.76$ ,  $c_0 = 7.01 \text{ \AA}$  で、これは磷灰石  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$  に相当する。(Min. Mag., 32, 408~411, 1960) [長谷川]

8383, 岩石研磨片及び薄片上のカリ長石と斜長石の染色法 Bailey, E. H., Stevens, P. E.

岩石薄片のコバルチ亜硝酸塩法によるカリ長石の染色法は既に行われているが、

新に斜長石の染色法を考案し、両法を組合せて両鉱物を撰択的に染色する法を見出した。この方法は Ba が rhodizonate によつて煉瓦赤色の不溶性沈澱を作る性質を利用したものである。即ち薄片を HF 蒸気で腐蝕し、カリ長石に由来する  $\text{K}^+$  を  $\text{Na}_3\text{Co}(\text{NO}_2)_6$  液で黄色に染色し、次いで  $\text{BaCl}_2$  液に浸して斜長石に由来する  $\text{Ca}^{++}$  を  $\text{Ba}^{++}$  で置換し、これを染色液 (rhodizon 酸カリ塩  $\text{C}_6\text{O}_4(\text{OK})_2$ ,  $0.05\text{g} + \text{H}_2\text{O} 20\text{ml}$ ) に浸して赤色の Ba 塩を形成させる。薄片の場合の実際の染色法は 1) カバー硝子をつけない薄片を HF 液 (52%) を入れたプラスチック腐蝕箱中で表面を下にして室温で 10 秒腐蝕する, 2) コバルチ亜硝酸ソーダ液 (飽和) に 15 秒浸しカリ長石を染色する, 3) 軽く水洗, 4)  $\text{BaCl}_2$  溶液 (5%) に浸す, 5) 軽く水洗, 6) rhodizone 染色液を表面に滴下し斜長石を赤色に染色, 7) 水洗, 乾燥後カバー硝子をつける。純粹の曹長石は染色されないが An 3% 以上含む斜長石は染色される。この方法は岩石のモード分析を早く正確に行うのに利用され得る。(Am. Min., 45, 1020~1025, 1960) [長谷川]

8384, 高压高温実験装置とダイヤモンドの合成 Giardini, A. A., Tydings, J. E., Levin, S. B.

10 万気圧、約  $3000^\circ\text{C}$  に耐える装置を試作し、これを用いてダイヤモンドの合成に成功した。径約 1m の装置の中心に径 1/2 inch の反応シリンダーがあり、これは 3 段のピストンによつて加圧される。シリンダーの外壁は葉蠟石で構成され、内部の試料入れには上部から Ni—

〔長谷川〕

石墨—Ni の順で純石墨が充填され、これを所要の圧力と温度に加圧、加温する。この装置で3分間、8万5千気圧、約1560°に保つたところ石墨帯の上部に数個のダイヤモンドが生成された。このダイヤモンドは、最大のもので径0.5mmで、輝黄色を呈し、八面体と六面体の集形の自形結晶で、X線的に  $a_0=3.57 \text{ \AA}$  の値を得、ダイヤモンドであることが確かめられた。(Am. Min., 45, 217~221, 1960)

〔長谷川〕

### 8385. Tomhannock Creek 隕石

Mason, B., Wiik, H. B.

米国博物館所蔵の標記隕石は径約10cmの楕円体で、重さ1082g(最初は約1.5kgあつたものと思われる)、比重3.65である。1863年New York州Tomhannock Creekで発見された。成分鉱物はNi-Fe, troilite, chromiteの他、橄欖石(ol) ( $\alpha$  1.674,  $\gamma$  1.709, Fo<sub>81</sub>)、紫蘇輝石(hy) ( $\alpha$  1.670,  $\gamma$  1.682, En<sub>83</sub>)及び少量の斜長石( $\alpha'$  1.540,  $\gamma'$  1.547, An<sub>22</sub>)で、微粒のol, hy及び不透明鉱物から成る石基中に多数の0.5~1.0mmの球顆を含む。この球顆は粒状のolと柱状のhyから成るものである。化学分析の結果はFe11.36, Ni1.69, Co0.07, FeS 5.26, SiO<sub>2</sub> 36.88, TiO<sub>2</sub> 0.135, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.80, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.30, FeO 14.94, MnO 0.31, MgO 23.81, CaO 1.39, Na<sub>2</sub>O 0.73, N<sub>2</sub>O 0.095, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.36, H<sub>2</sub>O 0.34, C 0.10, 計99.57で、主なノルム鉱物はNi-Fe 約13%, FeS 56, ol 44, hy 24, di 3, ab 6, an 1である。全Fe量は高く26.31%でUrey及びCraigの分類に従えばH群に属する。従来Homestead隕石と混同されていたが両者は別のものである。(Min. Mag, 32, 528~534 1960)

## 岩石学及び火山学

### 8386. M 不連続面の地球化学的展望

Harris, P. G., Rowell, J. A.

Lovering の M 不連続面についての仮説に反論し、地球外套部の化学組成及び M 不連続面の性質を述べている。Lovering は隕石の資料やエクロジヤイトの物理的性質等から M 不連続面について、これは化学組成の変化する面ではなくて、いわば相転移の面、玄武岩→エクロジヤイト、に相当すると結論している。著者等は隕石の起源が不明であり、この化学組成から地球全体の組成に定量的に適用するに足る証拠はない、M 不連続面下がエクロジヤイトであるとする、玄武岩中に包有されている橄欖石団塊の解釈がつかず、これよりもエクロジヤイト団塊がもつとに量にあつて良い筈である、又玄武岩中に斑縞岩とエクロジヤイト団塊は伴なわれず、一方斑縞岩と橄欖岩包有物は良く随伴する、キンバーライトは大陸のみに産し、太平洋地域には産しない、玄武岩がエクロジヤイトから生成されたとなると両者はほぼ同じ化学組成であるから部分熔融でなく、完全熔融でないと生成されないのに、部分熔融が行なわれている、エクロジヤイトの場合は、もつと多量に酸性岩があつて良い等の事から Lovering の仮説を反論した。著者等は地質学的証拠から上部外套部は橄欖岩質の化学組成であり、M 不連続面は玄武岩から橄欖岩への化学組成的な変化面であるとした。(Jour. Geophys. Res, 65, 2443~2459, 1960) 〔青木〕

### 8387. 柱石の地球化学 (1) Shaw, D. M.

柱石族の鉱物及び岩石学の文献を吟味

した。新分析9個を含む135個について一般式を計算した。135個のうち屈折率は64個について測定されていた。分析のうち64個は不良であり、46個は疑わしく、35個が良好であった。柱石の構造は完全には判っていないが、 $W_4Z_{12}O_{24}R$ の一般式が与えられる。

こゝでWは主としてCa, Na, Kであるが少量の他の金属を含むことがある、ZはSiとAlであり、屢々Siが過剰でAlが不足することがあり、又この逆のこともある、Rはmeionite組成の時は(a)  $CO_3$ ,  $SO_4$ ,  $O_2H_2$ ,  $Cl_2$ ,  $F_2$ であり(b) marialiteの時はCl, F,  $HCO_3$ ,  $HSO_4$ , OHである。この鉱物に於て $Me_0-Me_{20}$ をmarialite,  $Me_{20}-Me_{50}$ をdipyre,  $Me_{50}-Me_{80}$ をmizzonite,  $Me_{80}-Me_{100}$ をmeioniteと名付けた。純粋のmarialiteは天然には産せず $Me_2-Me_{100}$ までの間である。化学組成と平均屈折率と複屈折の間の関係を調べ、チャートを作つたが、Meは組成と複屈折の変化が複雑で柱石成分の正確な決定に用いることはできない。又Me%と比重の間の変化もうまく相関関係を示さない。(Jour. Petr. 1, 218-260~1960) [青木]

**8388, 南東アメリカ合衆国の変成時期の年代決定** Long, L. E., Kulp, J. L., Eckelmann, F. D.

K-A, Rb-Sr法によつて南東アメリカ合衆国のPiedmont及びBlue Ridgeの深成変成岩類を構成する花崗岩、ペグマタイト、片麻岩、片岩等に就き年代の測定を行つた。本地域の大部分はその最初の変成作用時期がGrenville地域と略同時代で、900~1100m.y.である。この古い変成地域に於て主要な造山作用現象が最絶頂に達したのは約350m.y.前でSpruce Pine, Franklin-Sylva, Bryso

市地方に於ては既存岩石の再結晶作用とペグマタイトの進入とを又Virginia, 北部Carolina Piedmontに於ては花崗岩の進入を伴つた。350m.y.前と1000m.y.前との間に変成作用の行われた有力な証拠が存在するが之の影響は350m.y.前の主要造山作用に依つて広範囲に亘つて消滅されている。北部Carolinaの西方に於ては同一Cranberry gneiss中に350m.y.前と890m.y.前との間に明瞭な時代の移り変りが存在し、350m.y.前の造山作用の方向を横に切つて、約10哩以上の巾を持つている。Georgiaの南東Piedmontと南部Carolinaでは230m.y.前と310m.y.前との間に1回乃至数回若い変成時代を経過した事を示す岩石が見られる。この造山作用の時期は、中央及び北部のAppalachian造山期に対比されるものである。(Am. Jour. Sci., 275, 585~603, 1959) [植田]

**8389, Ontario, Cutler 底盤の鉱物の年代測定** Wetherill, G. W., Davis, G. L., Tilton, G. R.

Ontario, Cutler 底盤の花崗岩とペグマタイト中の鉱物をK-A, Rb-Sr, U-Pb, Th-Pb法によつて年代測定を行なつた。ペグマタイトは花崗岩を切つており、花崗岩よりも明らかに若い。しかしペグマタイト中の白雲母と長石のRb-SrとK-A法の結果は、1750m.y.前、これに対し花崗岩中の黒雲母のRb-SrとK-A法の結果は1300m.y.となつた。その他の方法で行なつたものは大体これらの間の年代を示している。この様な相違について次の様な説明をしている。即ち花崗岩とペグマタイトは1750~1800m.y.前に形成され、すべての鉱物中の放射性元素は壊変し始めた。しかし200°-300°Cの温度に保たれたか或は動力作用により

花崗中の黒雲母は Sr と A を失ない、一方ベグマタイト中の白雲母は A のみを失なった。花崗岩中の白雲母は一部失なつたに過ぎなかつた。そうして 400 m. y. 後に温度が低下した、多分隆起したであろう。しかしこの様な証拠は岩石学的には発見されていない。これらの年代測定から、種々の鉱物につの 1 方法或いは 1 鉱物にいくつかの方法によつて求めた結果は一致することを示し、必ずしも花崗岩体の晶出作用の時期を示さないことが判つた。この様な複雑さにも拘らず、これらの年代から Culter 花崗岩は Greville 変成作用と火成岩侵入期の前に形成されたもので、最上部プレカンブリア紀とは考えられない。(Jour. Geophy. Res. 65, 2461~2466, 1960) [青木]

### 8390, Colorado, Tenmile 山脈 Precambrian 岩石の鉱物共生関係

Koschmann, A. H.

白粒岩、片麻岩、ミグマタイト等より成る Precambrian complex は Silver Plume 花崗岩に対比される多数の花崗深成岩体に依つて貫かれ、Colorado の Tenmile 山脈の山頂並びに上部傾斜部に沿つて細長く帯状に露出している。この変成岩類は珪長質のものが卓越し、黒雲母、角閃石、場所により珪線石、柘榴石に富んだ黒色岩石が帯状、レンズ状、不規則な形状で、珪長質岩石と混り合っている。変成岩類を構成する種々の岩石類は多分砂岩、頁岩、石灰岩等より成る初期の堆積岩類の種類に関係する。変成岩類と Silver Plume 花崗岩の石英と長石との関係から岩石の起源と増進変成作用に重要な知識が得られる。変成岩類に於て、石英は最も早期の鉱物で、砂岩の残晶鉱物と推定され、一部長石に依つて置換されている。主として不規則な粒

状集合物として産し、或るものは枝を出した網状長石に包まれて縫合結晶をなしている。長石の不規則な小枝脈、小針が石英の結晶境界、裂目に沿つて石英を貫いてをり、長石化作用の弱い石英質変成岩のあるものは明に長石が石英結晶間を充填している。石英は又球状包有物として長石中に産する。変成岩の主要鉱物の組織から、斜長石は微斜長石よりも早期に生成されたものであり、雲母類は主成分鉱物中で最後の生成物あることが判る。同一の共生関係が Silver Plume 花崗岩に見られ著者はこの花崗岩が石英質変成岩の部分的熔融に依つて生成されたものと結論した。(Bull. Geo. Soci. Am., 71, 1357~1370, 1960) [植田]

## 金属鉱床学

### 8391, 海成堆積の鉄鉱の起源

Borchert, H.

天然には鉄は有機物の存在によつて呈する還元性環境の下でのみ可溶性となり、遊離した  $O_2$  が存在する場合には主に 3 価の状態で沈澱する。その様な条件は大陸に植物が発生した Devonian 以後の環境であり、Devonian 以前では大陸には可溶性の鉄が大量に生ずる様な条件は存在しなかつた。鉄鉱層は Devonian 以後のみならず、それ以前の生成のものも多数知られている。これ等は多くの地質学者により、大陸から溶解してもたらされた鉄が海水中に到つて沈澱して生じたと考えられているけれども、前記の理由によつて少なくとも Devonian 以前にはその様な原因で鉄鉱層が生じた事は全く考えられない。実際に現在のアマゾン河での研究では河川中の鉄はかなりの量になるが、多くのものは水に溶解している



状態ではない。この河口附近の海水中では大西洋の他の地区よりもむしろ鉄に乏しい。この様な事は鉄鉱層の鉄は大陸からもたらされたものではない事を示している。即ち海成堆積物に伴う鉄鉱層の鉄は、その始ど大部分が海水それ自体に含まれていたものであつて、海水中からの沈澱によると考えられる。それは海水中の環境によつて次の如き4種の含鉄鉱物の堆積相を示す。浅海の大陸棚の区域では遊離酸素に富む強い海流があり、こゝでは大陸からの砂礫と共に 鲕状褐鉄鉱の層を形成する。この中には石灰質の化石を伴う。これよりやゝ深い酸素の乏しい所では粘土質炭酸鉄鉱が生じ、この中の菱鉄鉱は細粒の菱面体結晶又は団塊、結核体として存在する。更に深部で腐泥相の近くでは chamosite として沈澱する。腐泥相それ自体の中ではバクテリアにより黄鉄鉱として生じ、鉄染状をなす。この生成機巧は Krumbein 及び Garrel 等により求められた鉄鉱物の PH 及び Eh に対する安定領域の関係により物理化学的にも根拠を与えている。(Instn. min. metall., 640, 261~279, 1960) [鈴木]

### 8392, 印度, Visakhapatnam 及び Srikakulam 地方のマンガン鉄床の構造と層位 Krishna Rao, J. S. R.

南印度の東部 Visakhapatnam 及び Srikakulam 地方は主に Khondalite series の変成岩が分布し、石英-柘榴石-珪線石-石墨片麻岩、珪岩、石灰白粒岩及び含マンガン岩石が分布する。含マンガン岩石はマンガン柘榴石, spandite, 薔薇輝石等の含マンガン珪酸塩 鉱物からなる。これ等は花崗岩及びベグマタイトにより貫入せられている。マンガン鉄床は層状、塊状及び交代性のものがあり、層状のものは主に酸化マンガン鉄よりな

り、上記の准片麻岩に伴つて整合的に胚胎する。一般に層厚は 20~25 ft で、Kodurn, Garbham 等では褶曲により2層になつて見られる。塊状のものは葡萄状を呈し、層状鉄床と密接に関係するが、その分布は母岩の走向方向とは一致せず、構造上擾乱帯をなす部分にあり、強く変質した片麻岩に伴い、変質作用及びその濃縮によつて生じたものである。交代性のものは鉄床として重要なものではないが、恐らく溶液としてもたらされた酸化マンガン鉄により母岩の一部が交代されたものである。最も初生的な層状鉄床はこの地域の地層中では最下部を占め、khondalite 及び石灰質片麻岩の原岩である礫土質及び石灰質の水成物の堆積中で特定の位置を占めると考えられる。そして印度における最も古期の地層中には主要な3つの造山期 Satpuras (955 M. Y.), Eastern Ghats (1,570 M. Y.), Dhar Wars (2,300~2,450 M. Y.) があり、夫々に関連してマンガン鉄床があるが、東地域のものは Eastern Ghats 造山運動に関係する。(Econ. Geol., 55, 827~834, 1960) [鈴木]

### 8393, 微小球状黄鉄鉱のオーストラリアにおける産出 Baker, G.

微小球状黄鉄鉱即ち "framboidal" pyrite の起源については相対する二つの意見があり、その一は鉄化バクテリアもしくは膠状沈澱物から変じた oolite とみなす同時生成因説であり、他は熱水沈澱物と考える後生的成因説である。オーストラリアにおける framboidal pyrite は Mt. Isa Ag-Pb-Zn 鉄床 (この鉄床産のものについては Grondijs, H. F. & Schouten, C により熱水起源が考えられている。), Branch Creek の pyritic slate, C. S. A. 鉄山における Pb-Zn-Cu

鈹体, Commonwealth 鈹山における Pb-Zn-Ag-Cu 鈹体などで見られる。Mt. Isa 鈹床は先カンブリア紀の shear され変質した石灰質頁岩中に胚胎し, Branch Creek のものは弱〜中変成の先カンブリア紀の頁岩中にあり, C. S. A. 鈹山はシルリア紀の岩石中にあり, Commonwealth 鈹山はシルリア紀の頁岩中に胚胎している。これらの鈹床における framboidal pyrite は径 1~30 ミクロンで, 殆んど完全な球状もしくは漿果状, 時には楕円状を示し, また脈石鈹物・硫化鈹物を包有する殻状体も見られる。これらの framboidal pyrite の成因については完全な結論を得るには至っていないが, 主として Branch Creek における考察から, その特徴的な外形, 母岩にはスレート劈開が発達しているにも拘らず球状体は歪曲されていない点, 大きさではバクテリアの大きさとも一致すること, oolite ときめるには特有な核構造・同心構造・放射状構造の見られない点, syntectonic の結晶生成と考えるには包裏物の螺旋状配列の見られぬ点などの諸点を挙げて批判しながら, この球状体が低変成度の頁岩中でスレート劈開の方向に一列に連なり, また "nodes" 状に生成するためには, それ自体が既に以前から存在していたが, もしくは岩石劈開発達の過程で生成したかの何れかであるとしている。筆者は framboidal pyrite の起源に関しては, 既に知られているように一つではなく, 生物起源 (例えば "vererzte Bakterien") のものもあるし, 無機起源のものもあると考えている。尚 framboidal pyrite は Branch Creek では脈状黄鉄鈹もしくは硫化鈹物などより明かに早期生成である。(N. J. Mines., Abh., 94, Festband Ramdohr, 564~583, 1960) [山岡]

### 8394, 土壌及び岩石中の Mo の新地化学探査法 Perry, T. K.

Mo の微量定量法として従来用いられてきたチオシアン酸塩法より, Mo-xanthate による比色法が優れており, これが Mo の地化学探査法として有効である。試料 0.5g を  $K_2CO_3 + KNO_3$  3.0g と熔融し, 水に溶解, 濾液を HCl 酸性としアミルアルコールで Mo を抽出する。次にアミルアルコール層を水と振盪し, Mo を水溶液層とし, これにアセトン, HCl 及び K-ethyl xanthate を加える。Mo は xanthate 錯塩  $MoO_3 \cdot 2(SC(SH)(OC_2H_5))$  を形成し淡紅色〜濃赤紫色を呈する。これにベンゾールを加えて振盪, 錯塩をベンゾール層に移して, このベンゾール溶液を肉眼或いは分光光度計 (510 $\mu$ m) で標準試料と比色する。放射性同位元素を用いたところ, 試料中の全 Mo 含量の 45% が最後の錯塩として抽出されるだけであるが, この誤差は標準試料についてもあてはまるので, Mo の評価法としては支差ない。標準試料は  $MoO_3$  を KOH に溶解し HCl で微酸性にしたものを用いる。定量範囲は高濃度の場合に適しており 5~800ppm の定量が可能である。この方法は W による妨害もなく, 野外で利用され一人一日約 30 個の試料が処理できる。(Econ. Geol., 55, 1232~1243, 1960) [山岡]

### 8395, New Mexico に於ける貫入岩と金属鈹床 Belt, C. B. J. R.

従来熱水性鈹床は, 地下深所の岩漿から分離した溶液, 流体から沈殿したものとされているが, この概念を論証する目的で, 熱水性鈹床附近に分布し鈹化作用と成因的に関係あると思われる珪質深成岩類の岩石学, 熱水変質作用及びこれらに含まれる Cu, Zn の分布等を研究し

た。研究対象として Hanover-Fierr 貫入岩 (含磁鉄鉱—閃亜鉛鉱交代鉄床)、Magdalena 貫入岩 (含閃亜鉛鉱—黄銅鉱中熱水性鉄床)、Lordsburg 貫入岩 (含黄銅鉱—閃亜鉛鉱—方鉛鉱鉄脈) が選ばれ、岩質は夫々英雲閃緑岩、モンゾニ岩から calci-alkalic 花崗岩の成分を有している。実験の結果、鉄脈の少ない地域の火成岩母岩中の金属イオン (Cu, Zn) 分布量は初生の火成岩構造、成分等に支配され、変質作用とは関連性がなく、鉄脈から岩石中に導入された金属量は少ない。これに反して鉄脈の多い地域の火成岩母岩中の金属イオン分布量は初生火成岩の様相に支配される事少く、むしろ変質作用と密接な関係を有しており、この事は鉄脈に沿った小範囲の部分に於ても同様の事が云い得る。上記の事実は、火成活動と鉄化作用の因果関係を示すものか否か、他の鉄化帯の資料と平行して考察する事が望ましい。(Econ. Geol., 55, 1244~1271, 1960) [阿部宏]

## 石油鉄床学

8396, 石油探査のための粘土鉄物の応用 Weaver, C. E.

Mid-Continent の Upper Mississippian から Lower Pennsylvanian の間で、粘土鉄物組成 (clay suite) によって、それらの堆積物の供給源や構造発達史の反映をとらえることができる。南部オクラホマの Ardmore basin で Meramecian, Chestorian, (Up. Miss), Morrowian, Atokian (Low. Penn.) の各層が illite, illite-chlorite, montmorillonite-mixed-layer, illitechlorite-kaolinite-mixed-layer の各 clay facies で夫々の層区分なり細分なりが可能であるし、同時に詳しい対比もで

きている。また一方堆積環境の解析の面では、現世でも地質時代でも、砂岩、頁岩、石灰岩の夫々の clay suite が特徴的に区別され、現世の砂嘴や石灰礁が barrier になっている場合、それらの陸側と、海側とでその clay suite を異にしている事実からも、こうした barrir の存在を指摘できることになる。積成盆地全域について、clay facies の分布状況を知れば、堆積過程が一層明らかにすることができよう。また南部オクラホマ、Springer 層の例では、層区分や境界の決定が電検など他の方法よりも詳しくつかむことができています。更に堆積過程や変成度については、オクラホマよりテキサスに跨る Quachita 構造帯に沿う堆積物中の粘土鉄物を検討する事により、illite がその指示鉄物となり、その sharpness ratio から Quachita type の堆積物は  $2.5\mu$ - $5.0\mu$ 、その foreland type が  $<2.5\mu$  となるし、同時に kaolinite で以て geosynclinal facies と foreland facies とが区別することができる。更に興味あることは、U. S. A の産油量が pre-Cambrian から Pliocene までの間で、その expanded clays の含有量と密接に関係していることが云える様であり、これは expanded clays (montmorillonite, mixed-layer-illite-montmorillonite, chlorite-montmorillonite) が、他の clay よりも埋没の深さに拘らず、間隙水を、より多く保存することに関係があるものと考えられる。油がかなりの埋没深度のもとで出来たとすると、expanded clay をふくむ頁岩は、それから油を運び出す水の重要な源となるであろう。事実、第三紀及び古生代の夫々の類似した (montmorillonite をふくむ) 頁岩について比較すると expanded clay layer の崩壊は深さに関係

するが、間隙水の逸出は時間に関係している。この様に過去 20 年内外の間に、粘土鉱物の地質学的な意義は、地層の同定、堆積環境の如何をはじめ石油地質学への応用と急速な発展を示して来ている。(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, 1505~1518, 1960) [加藤]

**8397, ニューイングランド及び東部カナダの粘土及び粘土鉱物** Allen, V. T., Johns, W. D.

ある種の粘土鉱物が特定の堆積環境指示者として役立つかどうか、粘土鉱物によつて、それを含む堆積物が、海成か非海成かを知ることが出来るかどうかを検討するため、56 個の試料を表題地域から、各地質時代、各堆積環境を代表するように選び、これについて岩石学的及び X-ray 研究を行なつた。カリ粘土鉱物或いは hydrous mica 及び 緑泥石は、上記海成頁岩に豊富な粘土鉱物ではあるが、hydrous mica のみを含み、他の粘土鉱物を含まない 2 つの試料が、夫々海成、非海成である例が示され、上記の粘土鉱物組合せが必ずしも、その環境を示すのに信頼すべきものとはならないことが指摘された。hydrous mica, 緑泥石或は vermiculite の組合は、非海成の縞状粘土中に豊富で、また第 4 紀の海成化石を含む粘土中にも豊富であつた。氷河漂石粘土中にもカリ粘土鉱物と vermiculite が含まれていた。結局、粘土鉱物組合せは、その堆積した環境よりも、それらの粘土鉱物を含む堆積物をもたらしした供給地域の影響がより大きいことを示している。化石及び堆積構造から、明らかに非海成の環境を示していると思われる粘土と頁岩の試料では、kaolinite が豊富であつたが、この kaolinite は、地表風化と熱水溶液の交代作用によつて生じた陸上

にあるカオリン粘土から侵蝕供給されたものである。(Bull. Geol. Soc. Am., 71, 75~86, 1960) [田口]

**8398, カリフォルニア州沖 Anacapa 島周縁の陸棚堆積物と堆積環境の関係** Scholl, D. W.

Anacapa 島は Continental Borderland (Shepard and Emery, 1941) として知られる南部カリフォルニア沖のサンタバーバラ諸島の中で最も小さく、東西方向に細長く伸びた長さ僅かに 5 哩、面積 1 平方哩の島に過ぎない。しかしながら、これまでこの島の地質図については殆んど見るべきものがなく、著者はこれに知見を加えると共に周縁の陸棚堆積物の分布と特徴を地質及び周辺の堆積環境と関連づけながら検討した。島の大部分を構成している地質は、中部中新世の Conejo 火山岩類(安山岩質熔岩、同質火成碎屑岩)で北に緩く傾斜し(層厚約 1,700 ft)、中央部の高地には更新世の海成及び非海成の段丘堆積物が分布している。更に周辺の陸棚にも Conejo 火山岩類の発達が見られるが、Anacapa 水道の西側には中新世の Monterey 頁岩が露出している。島の周縁の陸棚から採集した堆積物試料に基づき、sediment type の分布図を作成し、更に夫々の試料について中央粒径値(エメリー管及びビベット法)、 $\text{CaCO}_3$  量(HCl の溶解量)、有機物(有機炭素  $\times 1.7$ )、重鉱物組成等を調べた。この結果を夫々等量線で図示し、周縁の陸棚堆積物を東西南北の区域に分け、各地域の分布・特徴を論じた。東及び西側は流速が激しく、これに起因して堆積物は細粒物の沈積がなく、動植物の破片を含む石灰質の粗砂〜礫で特徴づけられ、しかも全て Conejo 火山岩類と Monterey 頁岩に由来し、周辺を



構成している基盤の地質が地域的に堆積物の型の分布にも反映している。島の南側の陸棚では、主として中～細粒砂からなり重鉱物による解析から、これも明らかに Conejo 火山岩類から由来したものである。また全般的に堆積物の分布は海流と海底地形に影響し、かんまんな堆積作用と酸化環境によつて有機物の保存が悪いが (0.7%), しかし局部的には細粒堆積物中に濃集 (2.7%) しているところも見られる。北側では碎屑物質の堆積物が卓越し、しかも海岸からの距離に応じて Md が減少し、相対的に他の地域と比較して堆積作用も早く行なわれ、しかも海流による妨たげも少なく厚く堆積している。陸棚堆積物を堆積環境と地質から詳細に検討して行くことは、堆積学の基礎的問題の解明に重要である。(Jour. Sed. Pet., 30, 123~139, 1960)

〔島田〕

### 8399, 永久凍土地帯に於ける石油層の出油障碍 (アラスカ州ウミアト油田に於ける実例) Baptist, O. C.

ウミアト油田 (69° 23' N, 152° 19' W) はアラスカ州の北端バロウ岬の東南 180 哩にあり、1944 年より 1953 年に亘るアメリカ海軍省の探検作業により発油された大油田である。この地域は北氷洋に面して地下 1000' 迄は永久凍結層をなしている。出油層は白堊系に属し、深度は 745 呎～2805 呎に亘つておる。試掘井 11 坑の中 6 坑が出油したが、出油試験に於ける排油の挙動が甚だ不規則であつた。1 例を挙げると僅かに 200 呎離れた 2 井で共に良好な油兆を有しながら、一方は日産 400 バレルを示し、他は皆無ということが生じた。無出油の原因は油層中にあるモンモリナイトが泥水の滲透を受けて膨潤し、之がために滲透性を失つたも

のではないかと想像されたので 鉱山局に於いてコアに就いて各種の試験を行なつてみたが、その結果予想に反してモンモリロナイトは殆ど存在せず、イライト並びにカオリナイト、クロライトのみであつて、膨潤性は小さく、空気滲透率の低下も大きくななかつた。無出油の原油として考えられることは、掘鑿中に温かい泥水が油層内の氷をとかし、濾過水が油層内に滲透した。そして泥水循環が終つて出油試験を始める迄の間に、一度とけた油層水が再び氷結して油の排出を止めたであろうということである。

尚本報告には粘土鉱物の分析法をはじめ、26° (氷点下), 70°, 75° F の各温度における滲透率、並びに油の回収率実験並びに 26° F における 50, 100, 150 psig の圧力下での溶解ガスの膨脹による排油実験に就いてその方法と結果とを詳細に述べてあり、コアによる油層価値判断の好例を示してくれている。(RI bureau of mines 5642, 1960)

〔牛島〕

### 8400, 基盤岩 (潜丘) よりの産油

Landes, K. K., Amoruso, J. J., Charlesworth, L. J., Heany, F., Lesperance, P. J.

基盤岩潜丘からの出油の例として著名であるカンサス州の Kraft Prusa, Hall-Gurney, Beaver, Bloomer 等, ヴェネズエラの La Paz, Mara, カリフォルニアの Playa Del Rey, El Segundo, Santa Maria, Edison, Wilmington 等, 及びモロッコの油田をあげて、これらの基盤岩の高まりに於ける裂隙、多くは変成岩乃至火成岩からなるそれらに由来する油が既に億バレルも産出している事実にかんがみて、これらの地域でなお 25 の油田がこの種の集油を期待し得ること、基盤の上位に出油層があるなしに

拘らず、また背斜（構造的高まり）型の産油地域であつても、更に基盤岩までの探鋳を行うべきこと、またその高位置まで降された油井でも更に数百呎の間については、フラクチャリングの実施を放棄すべきでないことを述べた。筆者等は、これらの探査方針に役立つものとして、特に Flown, 1956 (Texas, S. E. New Mexico), Totten, 1956 (Texas & Oklahoma Panhandles), Ireland, 1955 (N. E. Oklahoma), Farquhar, 1957 (Kansas), Petsch, 1953 (S. Dakota), Schoellhamer, 1951 (Los Angeles basin), 等の資料をあげている。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. **44**, 1682~1691, 1960) [加藤]

#### 8401, 堆積岩に於ける粒子密度の分布 Baas Becking, L. G. M.

堆積物の研究は、これまで構成粒子の形、大きさ、鋳物決定のみについて行なわれ、密度分布の研究は殆んど行なわれていない。河口堆積物、淡水冲積堆積物、海成堆積物、海陸中間成堆積物等の約100ケの試料を選び、乾燥する以外には特別の化学的変化の起るような一切の操作を避け、100ミクロン以下のfractionについて各種の重液を用い、0.88から3.36までの連続比重液を用意し、ガラスチューブで、1時間以内に沈降した量を分離、乾燥秤量した。ごく小数のもののみが3.4より大きいか、或いは1.4以下の比重を示した。97の試料の各比重別の重量頻度全体から得られる composite curve は正規分布に、石炭及び石灰岩を除くと一層正規分布に近づく。各試料毎の分布型は、normal, bimodal, skewed (右及び左), leptocutic 或いは brady-

curtic の6型で、多量の有機物を含むものは、bimodal 分布を示し、その平均比重も他と異なる。また bimodal curve は通常若い泥質堆積物から得られ、やゝ古いものは skew curve が漸次古くなるにつれ leptocutic 分布になる。また densitogram が酸化・還元電位に、大きく支配されることは注目すべきで、この種の一層の研究が望まれる。(Jour. Sed. Pet., **29**, 47~55, 1959) [田口]

### 窯業鋳物

#### 8402, ムライトー $\text{TiO}_2, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{Cr}_2\text{O}_3$ 固溶体の X 線的研究 Murthy, M. K., Hummel, F. A.

化学試薬  $\text{Al}_2\text{O}_3$  或いは  $\text{Al}(\text{OH})_3$  と  $\text{SiO}_2$  を当量に混合し、 $1700^\circ\text{C}$ , 4~8hr 加熱し純粋のムライト ( $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ ) を作る。このムライトの格子恒数は  $a_0 = 7.560 \text{ \AA}$ ,  $b_0 = 7.688$ ,  $c_0 = 2.884$  である。つぎにムライト試料を粉碎し、これに化学試薬  $\text{TiO}_2, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{Cr}_2\text{O}_3$  を夫々混合、成型し  $1000^\circ, 1200^\circ, 1400^\circ, 1600^\circ, 1700^\circ\text{C}$  に加熱し、生成物を X 線でしらべた。固溶体が形成されるとムライトの格子恒数及び格子容は、Ti, Fe, Cr の増加につれて増大し、夫々の増加曲線と、X 線による相判定から次の結果を得た。即ち、固溶体を生ずる最低の温度は  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  に対して  $1200^\circ$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$   $\text{TiO}_2$  では  $1400^\circ\text{C}$  最大量は  $\text{TiO}_2$  で  $1600^\circ 2\sim4 \text{ TiO}_2 \%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  で  $1300^\circ$  で  $10\sim12 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \%$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  で  $1600^\circ$  で  $8\sim11 \text{ Cr}_2\text{O}_3 \%$  である。(Jour. Am. Cer. Soc., **43**, 267~273, 1960)

[長谷川]

**会費納入の件** 本年度会費 500 円を未納の方は本会（振替仙台 8825 番）宛至急お納め下さい。未納分は曩に直接お知らせしましたが、特に多額に滞納されている方は、至急お納め下さらないと、会誌の発行が停止されますので御注意下さい。

**投稿規定** 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は原則として和文原著とし、原稿用紙に当用漢字を用いて横書。図及び表を含め、刷上りで7頁（7.5ポイント活字）以内にとどまるようにする。
2. 英文原稿の場合には和文に対する超過組料を著者の負担とする。尚、原稿末尾には和文要旨をつける。
3. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き 1/2 又は 1/3 などに縮尺するのに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。
4. 引用文献は頁毎に脚註として次の順序に記すこと（著者、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年）。
5. 英文はタイプライトすること。
6. 別刷は希望部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
7. 投稿論文は受け順に印刷するが、なるべく内容に種々のものを入れたいので、必ずしもこの順に依らない場合がある。

#### 本誌抄録欄担当者（五十音順）

青木謙一郎	阿部 宏	阿部 正宏	植田 良夫	牛島 信義
大森 啓一	加藤 磐雄	河野 義礼	今野 弘	島田 昱郎
鈴木 光郎	関 寿和	田口 一雄	竹内 常彦	長谷川修三
山岡 一雄				

昭和 36 年 1 月 1 日 印刷

昭和 36 年 1 月 5 日 発行

**発行所** 仙台市片平丁東北大学理学部内  
日本岩石鉱物鉱床学会  
〔電話仙台③ 5111（内線311）〕

**編集兼発行者** 大 森 啓 一

**印刷所** 仙台市堤通27〔電話③ 2027〕  
笹気出版印刷株式会社

**印刷者** 笹 気 幸 助

**入会申込所** 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会

**会費払込先** 同 上〔振替仙台 8825 番〕

**本会会費** 一カ年分 1,000 円（前納）

**本誌定価** 一 部 150 円（会員外）

© 1961



The Journal of the Japanes Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

---

## CONTENTS

Petrological studies of the Cenozoic basaltic rocks from the western San-in district (III) .....	Y. Oji
Phenocrystic pigeonite from Senganmori, Iino-machi, Fukushima Prefecture .....	R. Yashima
Clinoptilolite in the tuff from Chita Peninsula, Aichi Prefecture.....	S. Suzuki
Consideration on the organic constituents of the source-rock of petroleum in the eastern foot of Chokai volcano .....	M. Abe
On the magnetite and other iron oxide-minerals of the Katsuraoka mineralized zone, Hokkaido .....	E. Narita and M. Hirama
Intake of phosphate by Indian and Georgia kaolinities .....	S. K. De
Notes and News.	

Announcements from the association, etc.

### Book reviews.

Fatsii nijnkemabriiskikh otlojenii yujnoi i zapadnoi okrain sibirskoi platformi. By N. A. Arkhangelskaya, W.N. Grigorief and K. K. Zelenof, etc.

### Abstracts:

*Mineralogy and crystallography.* Two synthetic compounds containing chromium in different valency states, etc.

*Petrology and volcanology.* Some Geochemical aspects of the Mohorovicic discontinuity, etc.

*Sci. of metallic deposits.* Genesis of marine sedimentary iron ores, etc.

*Sci. of petroleum deposits.* Possible uses of clay minerals in search for oil, etc.

*Ceramic mineralogy.* X-ray study of the solid solution of  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  and  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  in mullite.

---

Published monthly by the Association in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University, Sendai, Japan